

Zeitschrift für Geomorphologie

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

HERAUSGEGEBEN VON
H. MORTENSEN, GÖTTINGEN

IN GEMEINSCHAFT MIT
J. P. BAKKER, AMSTERDAM / A. CAILLEUX, PARIS
N. NIELSEN, KØBENHAVN / R. J. RUSSELL, BATON ROUGE
H. SPREITZER, WIEN / F. E. ZEUNER, LONDON

SCHRIFTFLEITUNG
J. HÖVERMANN, GÖTTINGEN

GEBRÜDER BORNTRAEGER BERLIN-NIKOLASSE

ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE

Annals of Geomorphology

Annales de Géomorphologie

Inhalt

1959 Heft 2

A. Abhandlungen	Seite
BROCHU, M.: Genèse des moraines des boucliers cristallins (exemple du Bouclier Canadien)	105
SCHNEIDER, H. E., & CAILLEUX, A.: Signification géomorphologique des formes des grains de sables des Etats-Unis (mit 2 Tabellen und 11 Textfiguren)	114
MORAWETZ, S.: Talanfänge und Talentwicklungen (mit 7 Karten auf Tafeln)	126
CHARLIER, R. H., & ATLAS, SH. M.: Etude granulométrique et roentgenscopique des quelques sédiments littoraux de Long Island, N. Y. (mit 2 Karten und 6 Figuren auf Tafeln)	145
BIRD, J. B.: Recent Contributions to the Physiography of Northern Canada (mit 6 Photos)	151
B. Berichte und Mitteilungen	
WEBER, H.: Der fremdsprachliche Fachausdruck in der deutschen geologischen und geomorphologischen Fachliteratur	175
MORTENSEN, H.: Zur Morphologie des Wienerwaldes	180
C. Literaturberichte, Rezensionen, Hinweise	
Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum	182

Mitarbeiter dieses Heftes: Dr. SHELDON M. ATLAS, Hofstra College, Hempstead, New York/USA.; Prof. Dr. J. BRIAN BIRD, Montreal/Canada, Mc Gill University, Departement of Geography; Dr. MICHEL BROCHU, Québec VI/Canada, 1164 Avenue Murray; Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Trémouille 9; Dr. ROGER H. CHARLIER, Paris V/France, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 1 rue Victor Cousin; Prof. Dr. S. MORAWETZ, Graz/Österreich, Geograph. Inst. der Universität; Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Keplerstr. 24; Dr. HORST E. SCHNEIDER, Saarbrücken/Deutschland, Geolog. Institut der Universität; Dr. H. WEBER, Ilmenau/Deutschland, August-Bebel-Str. 12.

Die Zeitschrift für Geomorphologie erscheint jährlich in 3 bis 4 Heften im Umfang von etwa insgesamt 20 Bogen zu 16 Seiten. Das Abonnement verpflichtet zum Bezug eines ganzen Bandes und verlängert sich jeweils um ein Jahr, wenn es nicht spätestens unverzüglich nach Erscheinen des letzten Heftes eines Bandes abbestellt wird. Einzelne Hefte werden nach Umfang und Ausstattung gesondert berechnet.

Bezugspreis: Jährlich 42,— DM zuzüglich Versandkosten; Übersee: 12,— USA \$ einschließlich Versandkosten.

Schriftleitung: Professor Dr. Jürgen HÖVERMANN, Göttingen, Geographisches Institut, Herzberger Landstraße 2.

Verlag: Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee, An der Rehwiese 14.

Druck: Felgentreff & Co., Berlin SW 61, Zossener Straße 55.

Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des Nachdrucks, der photomechanischen Wiedergabe und der Herstellung von Mikrofilmen von Teilen der Zeitschrift oder im ganzen sind vorbehalten.

© 1959 by Gebrüder Borntraeger, Berlin-Nikolassee

Printed in Germany

Diesem Heft liegt ein Prospekt der Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger bei

Genèse des moraines des boucliers cristallins (exemple du Bouclier Canadien)

Par

MICHEL BROCHU, Québec¹⁾

Il est un fait notoire en Géologie du Quaternaire que, lors des grandes glaciations pléistocènes, les Boucliers cristallins ont fourni d'énormes quantités de moraines (blocs et matrice sableuse) et par voie de conséquence, d'importants épandages fluvio-glaciaires, dans leurs régions marginales surtout.

Des études très poussées ont été effectuées sur la composition pétrographique et l'origine géographique des moraines, par plusieurs auteurs, tant en Europe qu'en Amérique, mais il semble que dans l'état actuel des recherches, la question de la genèse même du matériel des moraines, c'est-à-dire de leur formation à partir de la roche-mère, n'ait pas été abordé sinon que les Auteurs semblent, en général, attribuer implicitement ces dépôts à l'érosion ou à l'abrasion glaciaire elle-même, ou encore ont-ils négligé de regarder au-delà des processus glaciaires. Une exception se détache toutefois: il s'agit de notre confrère MARC BOYE (1953), qui a attribué un rôle aux phénomènes périglaciaires dans l'élaboration des moraines, à la suite d'une remarquable étude effectuée au Groenland.

Des observations de synthèse sur les moraines du Bouclier Laurentien (partie est du Bouclier Canadien, délimitée par le fleuve St-Laurent et la rivière Outaouais) et sur leurs dérivés fluvio-glaciaires d'une part, et des comparaisons avec les Boucliers cristallins des régions intertropicales d'autre part, serviront de fondement à une interprétation nouvelle de ce problème qu'il convient d'envisager, dans une perspective géologique et paléoclimatique dans le Passé, au-delà même des limites du Quaternaire, époque à laquelle l'on s'est, jusqu'à maintenant, trop exclusivement confiné pour l'étude de cette question.

I. Caractéristiques des dépôts glaciaires du Bouclier Canadien (sables et blocs)

1. Les sables (fluvio-glaciaires).

Les grandes vallées, qui débouchent du Bouclier Canadien dans sa partie est

¹⁾ Centre de Géographie Appliquée, Université de Strasbourg.

sont, pour la plupart, empâtées sur une distance de 50 à 150 kilomètres, en amont, de dépôts sableux d'une puissance moyenne de 10 à 50 m. Ces dépôts sont, soit incisées d'un seul trait par les rivières sur 10 à 50 m, soit découpés sur une des deux rives ou sur les deux rives à la fois par une série de 2 ou 3 terrasses emboîtées; au delà de l'entaille découpée ou non en terrasses, la surface de ces sables est horizontale jusqu'au contact avec les parois rocheuses de la vallée.

Ce puissant colmatage contribue à empâter non seulement les vallées et leur embouchure mais encore, au-delà de celles-ci, la bordure même et les contreforts du Bouclier Laurentien, à partir du Haut-Outaouais jusqu'aux rives du Golfe St-Laurent. Le long de cette bordure, les produits de délavage fluvio-glaciaire se confondent souvent avec les dépôts mêmes de la Mer Champlain dont ils se différencient par leur caractère franchement sableux, par leur altitude plus élevée et par leur situation contre le Bouclier Laurentien.

Les caractéristiques suivantes sont communes à ces sables que nous qualifierons de fluvio-glaciaires bien que liés au niveau supérieur de la Mer Champlain.

- A. Ils sont disposés dans les vallées ou contre la bordure du Bouclier Laurentien de façon horizontale ou avec une très légère pente; ils sont souvent découpés par des terrasses étagées qui descendent vers le talweg du St-Laurent. Dans la région des embouchures de grandes rivières comme le St-Maurice et le Saguenay, ces dépôts forment de véritables cônes de déjection qui s'épanouissent en éventail en s'abaissant de façon très visible de chaque côté: c'est d'ailleurs là un indice non équivoque qu'il s'agit bien d'une sédimentation d'origine fluviale (de type fluvio-glaciaire) et non-marine.
- B. En général, on ne discerne pas de stratification nette dans les coupes naturelles de vallées ou dans les coupes de routes.
- C. Ces sables présentent, stratigraphiquement et géographiquement, sur le cours d'une même rivière, et selon les diverses vallées, une extraordinaire homogénéité granulométrique: en effet, tous les échantillons recueillis sur le terrain ont un mode se situant autour de 0,5 à 1 mm et ce mode représente très souvent au-delà de 50 % de l'échantillon.
 Cette homogénéité de la granulométrie est telle que, d'une part, la fraction argileuse est négligeable et que d'autre part, des coupes de 10, 20 ou 30 m ne décèlent aucun lit de galets; les galets et les blocs isolés paraissent également très rares dans la masse sableuse.
- D. Des points de vue pétrographique et morphoscopique, les échantillons de sables recueillis en des endroits très distants les uns des autres sont identiques les uns aux autres.
 - a) ils sont composés, presque exclusivement et, à toutes les dimensions, de grains de quartz et de feldspat; on y trouve quelques minéraux lourds: de 4 à 8 % aux dimensions inférieures à 0,015 mm;
 - b) la morphoscopie de ces sables est caractérisée, à toutes les dimensions, par un fort pourcentage de grains anguleux.

2. Les sables (matrice morainique).

A la surface du Bouclier Laurentien, le dépôt meuble le plus universel est constitué par de la moraine de fond. Cette moraine est essentiellement constituée d'une abondante matrice sableuse qui occupe un volume toujours au moins égal et le plus souvent nettement supérieur (allant du double au quadruple) à celui occupé par les galets et les blocs.

A tous points de vue, ces sables présentent les mêmes caractères pétrographiques et morphoscopiques que les sables fluvio-glaciaires déjà étudiés.

3. Les blocs de la moraine de fond.

Les blocs forment, en importance, la seconde partie constituante des moraines de fond, partie sur laquelle les Auteurs, en général, insistent davantage.

Ces blocs offrent les caractéristiques suivantes.

- A. Par rapport à la matrice sableuse, ils représentent moins de la moitié, du tiers, ou même du cinquième de celle-ci.
- B. Ils sont presque exclusivement de nature cristalline.
- C. Ils ont un indice d'éroulé moyen prononcé, de l'ordre 500 à 700.

Cet aspect est particulièrement important, car il pose, en quelque sorte, le problème du façonnement de cet éroulé: s'agit-il, en effet, du travail du glacier ou d'une action antérieure?

4. La roche en place.

Pour avoir une vue complète du problème à l'étude, l'examen des aspects de la roche en place du Bouclier Laurentien est susceptible d'apporter des précisions utiles.

Soulignons, tout d'abord, que les affleurements naturels de roche en place sont extrêmement rares: celle-ci est en effet recouverte (zone de forêt ou de taïga) d'un manteau presque continu des dépôts meubles de la moraine de fond auxquels se surimpose une épaisse couverture végétale, il ne reste de place pour des affleurements importants que sur les versants abrupts de certains tronçons de rivières et le long des littoraux du Golfe St-Laurent et des côtes atlantiques du Labrador.

Ces affleurements laissent voir une roche à nu, extraordinairement saine, aux courbes convexes ou concaves, presque sans aspérités. Des coupes montrent un double réseau de diaclases ou de fissures: un réseau de lignes verticales, horizontales ou inclinées se recoupant de façon orthogonale et à espacements médians de 1 à 1,50 m et un réseau en lignes courbes pouvant découper la roche en tranches 0,30 à 1 m et dont les convexités et les concavités épousent les courbures mêmes de la surface ondulée des roches moutonnées. Ces fissures courbes ont été aussi décrites en Afrique Equatoriale Française par J. BARBEAU & B. GEZE (1957).

En compagnie de mon maître et ami M. ANDRÉ CAILLEUX (1957), il m'a été donné d'observer à une trentaine de km au N de Québec, grâce à une coupe de route forestière un affleurement de granite pourri très avancé, détachant sous la pression des doigts en esquilles courbes: cela permet un rapprochement avec les fissures courbes observées en plusieurs endroits de la Côte Nord du Golfe St-Laurent²⁾. Ce granite pourri repose sous 50 à 75 cm de moraine de fond, elle-même recouverte d'un tapis végétal de 20 à 40 cm.

II. Observations comparatives avec les blocs granitiques arrondis au Brésil

Un séjour d'étude au Brésil, en 1950/51, me permet d'établir ici des comparaisons entre les moraines du Bouclier Laurentien et les blocs résiduels de décomposition chimique, caractéristiques des granites brésiliens, en particulier, et des boucliers intertropicaux en général.

²⁾ Reconnaissance de l'Auteur, à l'automne 1958.

Ces blocs se présentent, soit in situ, ennoyés dans l'arène granitique, ou encore entièrement dégagés de leur gangue et reposant, dans le lit de torrents, sur les littoraux ou sur le pourtour des baies: citons seulement à titre d'exemple, le fond de la Baie de Guanabara (Baie de Rio) qui est encombrée d'une extraordinaire quantité de ces blocs. Or des mesures faites sur ceux-ci montrent un émousé analogue à celui calculé sur les moraines du Bouclier Laurentien.

Dans ce même ordre d'idée, JÜRGEN HÖVERMANN (1953) a observé, en plein massif du Harz, une arène granitique en place caractérisée avec des boules résiduelles enchassées dans celle-ci; ce phénomène prend une importance et une signification particulière du fait qu'il a été observé non pas sous les Tropiques, mais bien en Allemagne, sous le 50° Lat N. Cette dernière observation peut-être raccordée utilement à la présence de granite pourri sur le Bouclier Laurentien.

III. Interprétation relative à la genèse des moraines

Les puissantes masses sableuses décrites, qui empâtent les contreforts du Bouclier Laurentien et se prolongent parfois dans l'axe des vallées jusqu'à au-delà de 100 km à l'amont de celles-ci, comme c'est le cas de la rivière St-Maurice de même que l'extraordinaire homogénéité granulométrique de ces sables remettent en question l'exclusivité de leur origine glaciaire généralement admise par les Auteurs.

Un problème identique vient à l'esprit au sujet de ces blocs morainiques arrondis, si étrangement analogues par leurs formes aux blocs granitiques résiduels de décomposition chimique connus au Brésil, et à ceux que l'on peut encore observer enchassés dans leur arène en Allemagne même; et à cette question, l'on ne peut s'empêcher d'associer la présence actuelle d'arène granitique à la surface du Bouclier Laurentien.

AGASSIZ, en bon naturaliste, et par conséquent en bon observateur qu'il était, avait lui-même perçu, cette analogie des blocs de la Baie de Guanabara avec ceux des moraines des Glaciations Quaternaires: il avait même interprété les premiers comme des moraines c'est-à-dire comme de blocs ayant été façonnés et transportés par des glaciers provenant de la Serra de Mar.

A partir des observations sur les blocs arrondis rencontrés au Brésil et en Allemagne, comparativement aux moraines du Bouclier Laurentien, et par extension à celles de tous les Boucliers cristallins, il s'agit en d'autres termes de savoir si, comme la majorité des Auteurs semble l'avoir tacitement ou explicitement pris pour acquit, la genèse des moraines de fond du Bouclier précité et des autres boucliers cristallins glaciés au Quaternaire, est exclusivement liée aux faits glaciaire et périglaciaire, par l'intermédiaire des alternances gel-dégel et des rabotages successifs des diverses Glaciations, ou bien si cette genèse ne dépend pas en partie ou même essentiellement, de processus autres, antérieurs aux grandes Glaciations Quaternaires.

Pour avoir une vue synthétique du problème posé, il convient de considérer l'évolution comparée des boucliers septentrionaux et tropicaux dans une perspective paléogéographique et paléoclimatique qui embrasse toute leur histoire géologique, de l'Archéen aux Temps Actuels: soit en gros une tranche de 1 à 1,5 milliard d'années.

1. Perspectives paléoclimatiques

L'on sait que les boucliers archéens, précambriens ou cambriens (fennoscandinave, sibérien, canadien, guyanais, brésilien et antarctique) sont consolidés depuis quinze cents à onze cents millions d'années. Depuis ce temps, la plus grande partie de leur surface a évolué sous l'action des agents météoriques et tectoniques.

De quel type a été cette évolution? D'une part, l'on sait que dans les régions tropicales, subtropicales ou équatoriales humides actuelles, les complexes cristallins granito-gneissiques évoluent surtout par processus de décomposition chimique, donnant une arène parfois extrêmement épaisse, dans laquelle restent enchassées des boules de granite, reliquats de cette action chimique.

D'autre part, diverses roches sédimentaires, situées aux mêmes latitudes ou même à des latitudes plus élevées encore que les grands boucliers septentrionaux, attestent par leur flore et par leur faune fossiles que ces régions (notamment, entre autres, le Spitzberg, le Groenland, la partie orientale de l'Antarctique) ont connu pendant de longues époques, dans l'intervalle Cambrien-Quaternaire, soit au moins 500 millions d'années et probablement au cours de la plupart d'entre elles, des climats de type chauds et humides. Il est à envisager que ces climats englobent aussi la plus grande partie de l'Archéen et du Précambrien. Cela permet de déduire, qu'aux hautes latitudes, l'évolution passée des complexes granito-gneissiques a dû être analogue à celle que connaissent les boucliers tropicaux ou équatoriaux actuels. Par voie de conséquence, il est possible, et même très probable, qu'avant les grandes Glaciations Quaternaires, les boucliers septentrionaux aient pu avoir été recouverts, dans leur ensemble, d'une couche vraisemblablement assez importante d'arène granitique, avec inclusion de boules reliquats.

Et justement, les vestiges de granite pourris en place, observés sur le Bouclier Laurentien (CAILLEUX & BROCHU [1957]) de même que dans les Vosges (TRICART & BROCHU [1956]: observation de terrain) et dans le massif du Harz, en Allemagne (HÖVERMANN [1953]) sont des indices sérieux à l'appui de cette hypothèse.

2. Evolution au Quaternaire

Ceci admis, du moins comme hypothèse de travail, l'on peut se demander comment ont évolués, sous l'effet des glaciations, les régions que l'on a de bonnes raisons de supposer avoir été antérieurement ennoyées sous un manteau d'arène. Il est plausible de supposer deux stades d'évolution. 1^o Stade: Lors des refroidissements climatiques qui ont précédé chacune des Glaciations Pléistocènes ayant affecté les boucliers englacés, il est plus que vraisemblable que des variations thermiques d'une certaine amplitude contribuèrent à ameublir encore davantage l'arène granitique par les alternances gel-dégel: nous rejoignons ici l'hypothèse de la fragmentation préalable de la roche en place par l'action mécanique du gel (ou défonçage périglaciaire) émise par M. BOYÉ (1952) au Groenland. Dans l'échelle chronologique, l'hypothèse de M. BOYÉ se situe au Quaternaire uniquement, alors que celle proposée dans cette étude reporte la formation des moraines à une époque aussi lointaine que l'Archéen: il s'agit donc d'un décalage d'un milliard d'années, dans le Passé, du début possible de la météorisation du granite en arène comprenant des boules reliquats (futurs blocs moraines).

Le premier inlandsis quaternaire se serait donc installé sur ce complexe d'arène et de boules-reliquats, dont l'ameublissement et la fragmentation a été très efficacement complété par l'action mécanique des alternances gel-dégel préglaciaires que M. BOYÉ a si justement pressentie. 2^o Stade: Le premier inlandsis et les autres ont eu essentiellement, selon nous, un rôle de déblayage des dépôts d'altérations chimiques accumulés in situ pendant de très longues périodes géologiques et qu'avec une relative facilité, le glacier n'a eu qu'à bousculer et à pousser devant lui. Les processus quaternaires proprement dits sur le façonnement de moraines se réduiraient à un ameublissement préglaciaire de l'arène granitique et à des retouches de l'éroulé des blocs. Ceci rejoint, par ailleurs, une autre idée de M. BOYÉ selon laquelle l'Inlandsis n'aurait pas eu le pouvoir suffisant pour détacher des blocs que s'ils y ont été préalablement préparés par une action mécanique, et nous computons: par des processus de décomposition chimique.

Si, à titre d'hypothèse de travail, l'on accepte ce qui précède, il découle que:

1. Les immenses quantités de sables des moraines de fond et des épandages fluvio-glaciaires ne seraient pas le résultat d'une parcellisation grain par grain sous l'effet du gel ou du rabotage de la glace, encore que ces deux processus aient pu jouer un rôle restreint, mais proviendraient de la libération des puissantes couches d'arènes, aux éléments déjà chimiquement dissociés, mais pour la plus grande partie in situ, à l'arrivée des coups de bélier des Inlandsis.

C'est, d'ailleurs, la genèse la plus logique à attribuer à des sables si remarquablement triés et qui passent presque sans transition aux blocs, tout comme dans les arènes tropicales. En effet, une fragmentation par le gel ne donnerait pas à la fois, tant de fragments si fins et tant d'autres si gros, sans de moyen terme granulométrique important à la dimension des galets. Si, d'autre part, le gel avait fragmenté une roche saine, on trouverait de nombreux fragments comportant les trois constituants pétrographiques classiques du granite: or, sauf à la taille des blocs évidemment, l'on ne trouve pratiquement que des grains de quartz de mica et de feldspath complètement dissociés les uns des autres.

2. Les blocs dits morainiques de ces régions n'ont été ni produits, ni arrondis directement par une action glaciaire, mais ils ont été déchaussés par le glacier ayant déjà leur forme arrondie actuelle à l'exception de quelques retouches par la glace. Ceci contribue à expliquer pourquoi les blocs erratiques du Bouclier Laurentien ont souvent un fort indice d'éroulé, analogue à celui des blocs résiduels de décomposition chimique brésiliens ou intertropicaux.

3. Par voie de conséquence, il y aurait une différence fondamentale entre la genèse des moraines de Boucliers, qui sont probablement très anciennes et d'ordre essentiellement chimique et celle des moraines de glaciers situés dans des zones lithologiques non cristallines des vieux Boucliers ou dans des régions cristallines extrêmement jeunes, comme celles des Alpes ou des Pyrénées, et qui n'ont eu le temps d'évoluer chimiquement. Ces moraines sont surtout produites par voie de fragmentation mécanique due aux alternances gel-dégel. Dans ces régions, la gélivation affecte des roches la plupart du temps peu altérées par l'érosion chimique en raison, d'une part, de la nature lithologique de certains cortèges de roche tels les schistes cristallins, les grès, les quartzites, les cipolins, nettement moins rapidement altérables, chimiquement, que celle des complexes granito-gneissiques et en raison, d'autre part, de l'âge récent de certains chaînes comme les Alpes ou les Pyrénées que l'érosion, sous toutes ses formes a relativement peu

entamée. La genèse des moraines des ces régions ne peut donc être qu'essentiellement mécanique. Ainsi les régions lithologiques non cristallines de boucliers ou de chaînes de montagnes, y compris les massifs cristallins géologiquement très jeunes, auront le maximum de chance de présenter des moraines peu émoussées à la taille des galets et des blocs, moraines dont la genèse sera due essentiellement à des processus d'ordre mécanique.

Dans tous les cas, plus le réseau de fissures et de diaclases sera important, plus intenses seront les effets de la fragmentation mécanique.

4. Inversement, il n'est pas du tout exclu que l'on puisse rencontrer des moraines cristallines à fragments aigus, dans des zone qui ont été chimiquement altérées au cours des Temps géologiques, et où le granite, dès lors qu'il a été mis à nu a pu donner par la suite des blocs ou des galets procédant directement de fragmentation mécanique pure, par ailleurs, un certain pourcentage de blocs en boules a pu avoir éclaté sous l'effet du gel.

Conclusion

Les observations effectuées sur le Bouclier Laurentien, étayées sur des données comparatives au Brésil et en Europe (et inversement à l'interprétation qu'avait donné AGASSIZ, au sujet des boules de granite de la Baie de Rio de Janeiro, qui les attribuait à un façonnement glaciaire) autorisent à soutenir l'hypothèse que les blocs morainiques, dits glaciaires, des boucliers cristallins ont eu une genèse analogue à celle de l'arène granitique et des blocs arrondis, dans les climats équatoriaux et tropicaux humides. Ces blocs déjà dissociés chimiquement de la roche en place à la surface des boucliers septentrionaux ont selon toute vraisemblance été postérieurement déchaussés, bouleversés et dispersés par l'inlandsis. Il est à présumer que ces blocs ont été seulement retouchés par l'action glaciaire quant à leur forme arrondie. On peut aussi attribuer aux puissants dépôts meubles (quartz et feldspaths), formant la matrice des moraines et les épandages fluvioglaciaires, une genèse de type équatorial ou tropical, par voie de dissociation chimique des éléments de la roche saine, la transformant en arène, arène auréolant les blocs mêmes qui constitueront les gros fragments de moraines, avant que cette orène ne soit bouleversée et dispersée par le passage du glacier.

Au point de vue de la Géologie du Quaternaire les conclusions suivantes paraissent pouvoir être proposées:

1. Que l'âge des moraines comme dépôts soit limité à l'échelle d'un million d'années, environ, mais que l'on considère possible et plausible d'en reporter la genèse initiale à plusieurs centaines de millions d'années dans le Passé géologique. En d'autres termes, la genèse et l'âge des constituants morainiques ne devrait plus être envisagé comme exclusivement quaternaire mais comme pouvant remonter à des Temps aussi reculés que le Paléozoïque, Cambrien ou l'Archéen.

2. Il est souhaitable que le terme moraine ne soit plus associé exclusivement à une notion de genèse de façonnement due essentiellement aux processus glaciaire ou périglaciaire mais puisse laisser le champ libre à une interprétation plus large et plus complète: soit la notion essentielle d'un façonnement probable (pour les moraines de Boucliers cristallins) par processus de décomposition chimique sous climats chauds et humides auquel postérieurement, s'est surimposé, en quelque sorte, une dernière phase d'ameublement par les actions périglaciaires (ameub-

lissement par gel-dégel) et glaciaires par érosion et rabotage de ces dépôts par les Inlandsis. Ainsi, le terme de moraine de bouclier trouverait avantage à être défini comme un dépôt meuble hétérométrique remanié et transporté par le glacier, mais dont la genèse très probablement liée à des facteurs d'ordre chimique pouvait remonter aux Temps les plus anciens de l'Histoire Géologique.

Zusammenfassung

Zahlreiche Beobachtungen auf dem Kanadischen Schild und an seinem südlichen Rande (weit vorgeschrittene Abrundung der Blöcke in den Moränen, Mißverhältnis zwischen der sehr bedeutenden Masse der Sande und viel geringeren Masse der Schotter und Blöcke in der Grundmoräne, Vorhandensein von vergrustem Granit *in situ*) erlauben es, die Hypothese aufzustellen, daß das Moränenmaterial des untersuchten Schildes und auch anderer Schilde nicht ausschließlich der Beanspruchung durch das Eis der quartären Inlandeisdecken und ebenso nicht allein einer periglazialen Formung entstammt, wie es durch MARC BOYE dargestellt worden ist, sondern daß es bereits bis zur Grusfraktion zersetzt worden ist im Verlauf sehr langer Perioden chemischer Verwitterung (wie sie in der Gegenwart in Brasilien und in Guayana vor sich geht) zu einer Zeit, in der die Schilde der Nordhalbkugel dem Einfluß äquatorialer oder tropischer Klimate, deren Existenz durch das Vorkommen von der Kohle und paläozoischen Korallen u. a. in Grönland und auf Ellesmere-Land belegt ist, unterlagen. Das Vorhandensein von Granit-Wollsäcken innerhalb des sonst völlig zu Grus zersetzten Granits in deutschen Mittelgebirgen, insbesondere im Harz, bedeutet eine weitere Stütze für diese Hypothese.

Wenn die vorgetragene Arbeitshypothese sich bewahrheitet, müßte man sich mit der Vorstellung vertraut machen, daß die Entstehung der Moränen in umfassendem Sinne – ungeachtet dessen, daß sie als Detritus-Ablagerungen nach der gegenwärtigen Auffassung ein Alter bis zu 1 Million Jahre haben – bis zum Cambrium oder Präcambrium zurückreicht und damit einen Rückgriff in die Vergangenheit von 0,5 bis 1,5 Milliarden Jahren erfordert. Die Rolle des Eises würde dann nicht so sehr in einer Abtragung fester Gesteine, selbst mit vorhergehender Unterstützung durch den Frostwechsel, zu suchen sein, als vielmehr in einer bedeutenden Abräumung von Material, das bereits durch chemische Verwitterung aufbereitet war.

Summary

Numerous observations on the Canadian shield and its southern margin (far advanced rounding of the blocks in the moraines, inadequacy as to the very considerable quantity of the sands and the far smaller amount of gravels and boulders in the ground moraine; occurrence of decomposited granite *in situ*) permit to put following hypothesis: the morainic material of the shield investigated as well as of other shields does not go back entirely to ice action of the Quaternary ice sheet and also not only to periglacial sculpturing as it has been described by MARC BOYE; on the contrary, the material has been decomposed as far as to the desintegration fraction during the course of very long periods of chemical weathering (as it is going on now in Brazil and Guayana) at a time when the

shields of the northern hemisphere were influenced by equatorial or tropical climates, the existence of which is proved by the occurrence of coal and Palaeozoic corals a.s.o. in Greenland and on Ellesmere Land. The occurrence of rounded granite blocks within the entirely desintegrated granite in the German sub-Alpine mountains, especially in the Harz, too supports this hypothesis.

If the working hypothesis proposed above proves to be true, we should grow familiar with the idea that the origin of the moraines in a comprehensive sense – for all that, according to the present view, as detritus sediments, they have an age up to 1 million of years – goes back as far as to the Cambrian – or even Precambrian period, which fact demands to trace back far into the past up to 0,5–1,5 milliards of years. The action of ice would not so much concern the wearing down of solid rock even by the help of preceding thawing and freezing but much more a considerable removing of material having been prepared by chemical weathering before.

Bibliographie

- BARBEAU, J., & GEZE, B.: Les coupoles granitiques et rhyolitiques de la région de Fort-Lamy (Tschad) R.S.G.F., (5) 7, 341–353, 3 pl., 3 fig., 1957.
- BOYE, MARC: Importance du défonçage périglaciaire dans l'élaboration des formes glaciaires. C.R. des Séances de l'Acad. des Sc., 129, 723–824. Paris, 1949.
- BOYE, MARC: Glaciaire et périglaciaire de l'Ata Sund nord-oriental (Groenland). Act. Scient. indust., no 1111, Hermann, 176 p., 157 fig., 37 pl. Paris, 1950.
- CAILLEUX, A., & TRICART, J.: Cours de Géomorphologie. Deuxième partie: Géomorphologie climatique, Fascicule 1: Le modelé des pays froids. Tome I: Le modelé périglaciaire. Centre de documentation universitaire. Paris, 1952.
- HÖVERMANN, J.: Die Periglazial-Erscheinungen im Harz. Gött. Geogr. Abh. 14, 7–44, 1953.

Signification géomorphologique des formes des grains de sables des Etats-Unis

Par

HORST E. SCHNEIDER, Saarbrücken, & ANDRÉ CAILLEUX, Paris

Avec 2 tableaux et 11 figures

On sait combien les formes des grains de sable ont apporté de renseignements aux géomorphologues, notamment en Europe. Les travaux des auteurs américains concernant les sables ont été jusqu'ici basés surtout sur des mesures d'indices de forme des grains. Ici nous tiendrons compte aussi de l'éclat et nous appliquerons la méthode élaborée par l'un de nous (A. CAILLEUX) à une série d'échantillons de sable de la Floride, de la Nouvelle Angleterre et de la région des Grands Lacs. Nous chercherons s'il y a des rapports entre leur façonnement sous l'effet du vent ou des vagues marines ou lacustres et les conditions géomorphologiques. Notre attention fut en particulier attirée par les sables des Grands Lacs nord-américains, car le fait que ces lacs sont beaucoup plus grands que les lacs actuels européens nous faisait espérer que leur étude pourrait apporter de meilleurs renseignements sur les marques de l'action lacustre.

Rappelons que la méthode consiste dans la détermination des pourcentages de quatre types principaux de grains de quartz: non-usés = NU, émoussés-luisants = EL, ronds-mats = RM et une variété de ces derniers: ronds-mats-sales = RS. Les NU sont des grains anguleux qui ne montrent aucune trace de façonnement. Les EL sont des grains ayant subi un transport par l'eau soit marine soit fluviale. Leur surface est polie et brillante. Les RM ont subi un façonnement éolien d'où résulte une forme plus arrondie et une surface d'aspect mat, dû à de très nombreuses et très fines marques de chocs. Les RS sont d'un aspect presque pareil, mais ici certains creux de la surface du grain sont remplis d'impuretés, restes d'un ancien ciment. On compte aussi comme tels les grains qui portent comme trace de phénomènes diagénétiques à leur surface, de petites facettes de quartz de recristallisation. Ainsi les RS représentent le plus souvent des grains éoliens anciens qui ont été jadis cimentés dans des grès et repris de nouveau dans des sédiments quaternaires

ou actuels. Il existe évidemment des formes intermédiaires entre ces quatre types de grains entraînant des hésitations dans la détermination et ainsi une certaine erreur dans les pourcentages.

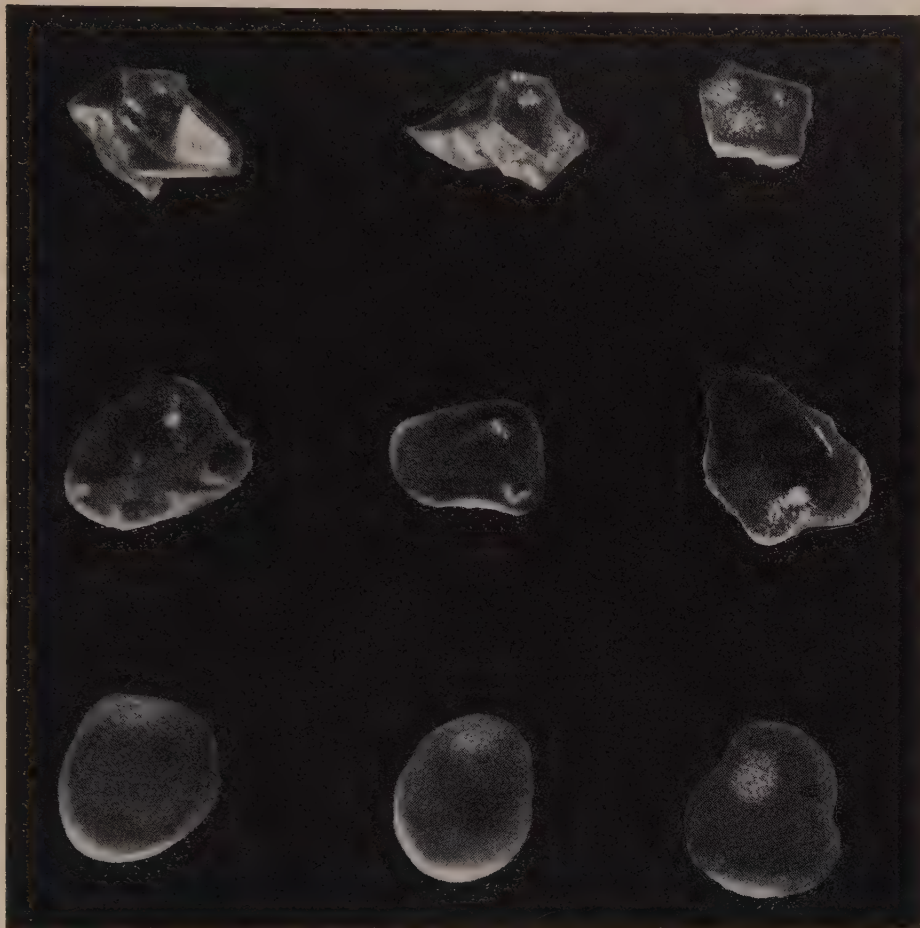


Fig. 1. Types de grains de sable quartzeux. – Verschiedene Typen von Quarzkörner. – Different kinds of quartz grains. – Lumière venant du haut. – Licht von oben. – Light from above
En haut, oben, above: NU = non-usés, unbearbeitet, not worn. Au milieu, Mitte, middle: EL = émoussés-luisants (eau) = abgerundet-glänzend (wasserbearbeitet) = smoothened-shiny (water-worn). – En bas, unten, below: RM = ronds-mats (vent) = rund-matt (windbearbeitet) = round dull (wind-worn). Gouache de H. E. SCHNEIDER

Les dénombrements ont été faits sur grains de 0,7 mm par A. CAILLEUX en 1940, sur grains de 0,7 et 0,3 mm par H. SCHNEIDER en 1958. Pour contrôler les erreurs dues à l'échantillonnage et à la cote personnelle des opérateurs, 3 sables ont été étudiés successivement par les deux auteurs. Les résultats ont été les suivants (Tableau 1):

Tableau 1
Erreurs dans l'évaluation des pourcentages
AC = André Cailleux, HS = Horst E. Schneider
NU, EL, RM, RS, L: Voir Tableau 2

		NU	EL	RM	RS	Lmm
Jenson Rest (Michigan) Dune	HS	48	16	30	06	0,3
	AC	52	16	24	08	0,3
	Erreur	- 4	0	+ 6	- 2	
Holland (Michigan) Lac	HS	34	38	28	00	0,7
	AC	16	40	34	10	0,7
	Erreur	+18	- 2	- 6	-10	
Cherry Hill (Michigan) Lac	HS	40	20	24	16	0,5
	AC	34	22	24	20	0,5
	Erreur	+ 6	- 2	0	- 4	
Total des erreurs		+20	- 4	0	-16	
Erreur moy. absolue		+ 7	- 1	0	- 5	
Valeur moyenne		36	26	28	10	
Erreur moy. relative %		20	- 4	0	50	
Erreur absolue probable calculée		5	4	4	3	

On voit, par le tableau 1, que l'erreur absolue est faible, et qu'il n'y a pas d'erreur systématique, les différences en plus étant de somme égale à celle en moins. Ceci est très satisfaisant. L'erreur relative est faible, sauf pour les grains RS, ronds-mats remaniés, ce qui est normal, mais devra nous inciter à la prudence dans leur interprétation. Enfin, si on calcule les erreurs absolues probables d'après la formule empirique indiquée par A. CAILLEUX en 1942 (p. 17), $\text{erreur} = 2 + \frac{a}{12}$

où a est le pourcentage, on trouve deux valeurs (5 et 3) un peu inférieures aux différences réelles, et deux (4 et 4) un peu supérieures. La formule empirique est donc applicable, et les différences entre les deux opérateurs en 1958 n'ont pas été plus grandes qu'entre deux dénombrements de l'un des deux en 1940, et même un peu plus faibles. Les dénombrements indiqués dans le Tableau 2 sont donc bien cohérents et on voit, par la Tableau 1, dans quelle limite on peut leur accorder confiance.

I. Etude des formations antérieures au Quaternaire

Pour savoir si une certaine influence des formations antérieures se fait sentir dans les dépôts meubles actuels et quaternaires, nous avons examiné quelques échantillons de grès antérieurs au Quaternaire provenant des mêmes régions. Dans les grès cambriens, ordoviciens (St. Peter, Fig. 2) et dévoniens de la région des Grands Lacs il y a une grande prédominance de grains RS: entre 88 et 99 % pour la dimension de 0,7 mm, ce qui prouve une forte action du vent pendant ces périodes paléozoïques. Beaucoup de grains montrent aussi, par suite de la diagénèse, des facettes de recristallisation. Dans les grès carbonifères et triasiques

d'origine continentale, on observe 100 % de grains NU. Ce fait pourrait s'expliquer comme suite d'une érosion violente des chaînes hercyniennes. Les deux échantillons crétacés étudiés montrent une prédominance des NU ou des EL. Les sables éocènes de Maryland (Fig. 3) et Illinois ont une forte teneur en EL (médiane de 54 % pour la dimension 0,7 mm), ce qui prouve leur fort brassage par l'eau.

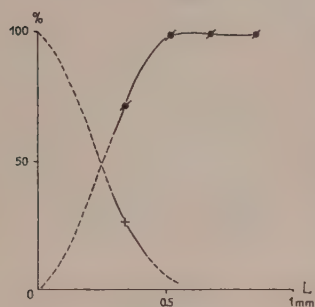


Fig. 2

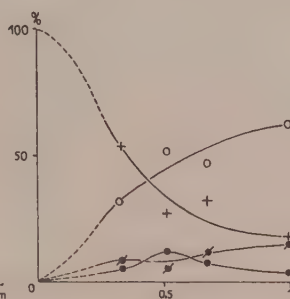


Fig. 3

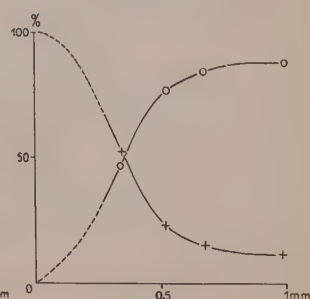


Fig. 4

Fig. 2. Saint-Peters Sandstone, Ordovician, Ottawa (Illinois). Forte usure par le vent. Starke Windwirkung. Strong wind-wearing. (Reste de la légende v. fig. 8. Rest der Legende s. fig. 8)

Fig. 3. Wells Corner (Maryland), Eocene. Nette usure dans l'eau. Deutliche Wasserwirkung. Distinct water-wearing. (Reste de la légende v. fig. 8)

Fig. 4. Miami (Florida), plage actuelle. Forte prédominance des EL. Starkes Vorherrschen der wasserbearbeiteten Körner. Great prevailing water-worn. (Reste de la légende v. fig. 8)

II. Les sables quaternaires et actuels

A. Floride

Sables de plages marines actuelles. Les sables de plage de Floride sont presque uniquement composés de grains de quartz. Tous les échantillons montrent un grand pourcentage des EL: 62 % pour 0,7 mm et 43 % pour 0,3 mm, indiquant

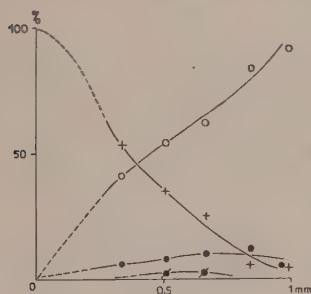


Fig. 5

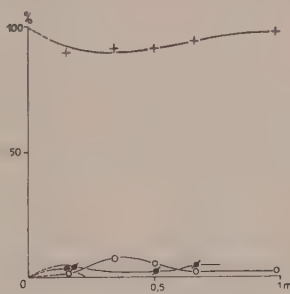


Fig. 6

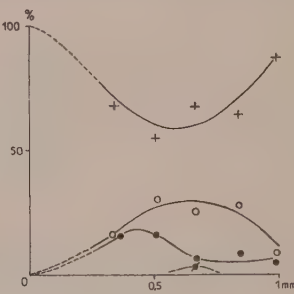


Fig. 7

Fig. 5. Palm Beach (Florida), plage actuelle. Légende v. fig. 4; Legende s. fig. 4

Fig. 6. Norwick (Vermont), fluvioglaciaire, Quaternaire. Presque uniquement des grains NU. Fast ausschließlich unbearbeitete Körner. Almost entirely not-worn. (Reste de la légende v. fig. 8)

Fig. 7. Marthas Vineyard (Massachusetts), dune marine actuelle. Prédominance des grains NU par apport de matériel nouveau. Vorherrschen unbearbeiteter Körner durch Zufuhr frischen Materials. Prevailing not-worn by supply of fresh material. (Reste de la légende v. fig. 8)

un fort brassage par les vagues. Même les NU montrent parfois déjà l'effet de polissage. Les RM, peu importants d'ailleurs, peuvent être considérés comme résultant d'un façonnement éolien récent, dans des dunes littorales. Dans certains échantillons, les pourcentages des NU sont élevés: 54 % pour 0,3 mm, environ 26 % pour 0,7 mm; peut-être sont-ils dus à la protection contre les vagues par des forêts de mangrove ou par d'autres types de végétation littorale.

B. Nouvelle Angleterre

1. Sables quaternaires glaciaires et fluvioglaciaires (Fig. 6). Ces sables sont presque uniquement composés de grains NU: médiane de 99 % pour la dimension 0,3 mm et de 95 % pour 0,7 mm. Leur matériel provient pour la plupart des roches granitogneissiques et autres des régions voisines. Les très rares grains RM et RS peuvent avoir été empruntés au Paléozoïque ou façonnés pendant le Quaternaire. Ici comme ailleurs le glacier n'a pas laissé sur les grains de quartz de trace d'usure.

2. Sables de plages marines actuelles. Ces sables de la côte atlantique sont caractérisés par leur pourcentages relativement élevés de grains EL (p. ex. dans l'échantillon d'Atlantic City 32 % pour 0,3 mm, dans celui du Chesapeake Bay 76 % pour la dimension de 1 mm), signe d'un façonnement assez fort par les vagues marines. Les grains éoliens sont probablement repris pour la plupart de dépôts plus anciens (présence de RS), mais la présence de quelques grains éoliens actuels n'est pas exclue.

3. Sables de dunes actuels (Fig. 7). Dans les dunes de la côte atlantique les grains NU sont toujours en majorité (médiane de 72 % pour la dimension de 0,3 mm et 80 % pour 0,7 mm), probablement à la suite d'un apport important de matériel non-usé quaternaire ou actuel. Les RM et les EL se présentent en moyenne presque en même quantité, indiquant des actions éoliennes et marines successives. Leurs pourcentages médians sont pour les EL 12 % pour 0,3 mm, 12 % pour 0,7 mm, pour les RM + RS 10 % pour 0,3 mm, 8 % pour 0,7 mm.

C. Région des Grands Lacs

1. Sables quaternaires glaciaires et fluvioglaciaires (Fig. 8). Ces sables sont riches en grains NU: pour les grains de 0,3 mm on a une médiane de 66 % NU, pour la dimension de 0,7 mm une médiane de 45 % NU. Ces grains paraissent provenir surtout de l'érosion du Bouclier canadien. Dans beaucoup de sables morainiques on observe une abondance remarquable de grains RM (pour 0,7 mm la médiane est de 27 %) et de modestes pourcentages de EL. Les grains mats proviennent sans doute pour la plupart des grès paléozoïques qui affleurent dans la région, une petite partie est peut-être due à l'action du vent pendant le Quaternaire. Les EL (pour 0,3 mm la médiane est de 8 %, pour 0,7 mm 10 %) des formations glaciaires et fluvioglaciaires ont pour origine peut-être des lacs interglaciaires, qui ont peut-être eu à leur disposition pour le façonnement des grains une période beaucoup plus longue que les lacs récents depuis la dernière glaciation. La provenance des EL de l'Eocène ne peut pas être envisagé étant donné l'absence de cette formation dans la région, et dans la zone d'alimentation probable (Ontario).

2. Sables de plages lacustres actuelles (Fig. 9). Nous avons étudié des sables des Lacs Supérieurs, Michigan, Erie et Huron et de quelques autres lacs plus petits de la même région. Tous contiennent toujours un pourcentage élevé de NU (pour 0,3 mm, la médiane est de 55 %; pour 0,7 mm la médiane est de 44 %) et des grains RM qui peuvent avoir une double origine: les uns par reprise de sables de dunes voisines (comme c'est le cas pour l'échantillon de Gary, Lac Michigan), les autres par remaniement de grès paléozoïques. Ce remaniement est attesté par la présence de grains RS et par la diminution des pourcentages des RM dans les grandes dimensions, fait qui souvent résulte d'un remaniement, par mélange avec

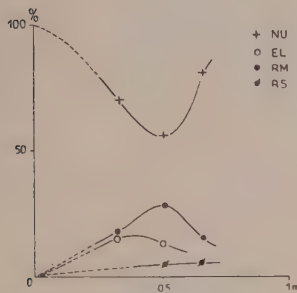


Fig. 8

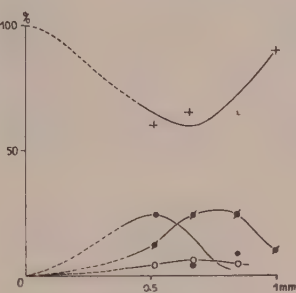


Fig. 9

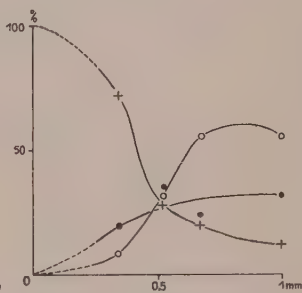


Fig. 10

Fig. 8. Port Clinton (Ohio), moraine quaternaire. Prédominance des grains NU: glacier sans action d'usure. Vorherrschenden unbearbeiteter Körner: Gletscherrtransport ohne Wirkung. Prevailing not-worn: glacier without wearing-action

L — Longueur des grains de quartz en mm. Länge der Quarzkörner in mm. Length of quartz grains in mm. — NU = Non-usés. Unbearbeitet. Not-worn. — EL = Emoussés-luisants (eau). Abgerundet-glänzend (Wasser). Smoothened-shiny (water). — RM = Ronds-mats propres (vent, action quaternaire ou actuelle) Rund-matt (quartäre oder aktuelle Windwirkung) Round-dull (quaternary or recent wind action). — RS = Ronds-mats-sales (vent, action ancienne). Rund-matt-schmutzig (frühere Windwirkung). Round dull-dirty (ancient wind action)

Fig. 9. Port Clinton (Ohio), plage actuelle du Lac Erie. Prédominance des NU; remaniement de grès paléozoïques (RS). Vorherrschenden unbearbeiteter Körner; Einfluß aufgearbeiteter paläozoischer Sandsteine (RS). Prevailing not-worn; influence of Paleozoic sandstones (RS). (Reste de la légende v. fig. 8)

Fig. 10. Grand Traverse Bay (Michigan), plage actuelle du Lac Michigan. Prédominance des EL, usure par les vagues probable. Vorherrschenden abgerundet-glänzender Körner, wahrscheinlich Bearbeitung durch die Brandung. Prevailing water-worn, probably polished by the waves on the shore. (Reste de la légende v. fig. 8)

du matériel neuf plus grossier. L'origine des EL pose aussi des problèmes. Leur façonnement par les vagues est sûr, mais est-il actuel, ou ancien? Pour quelques cas (p. ex. Port Clinton, Lac Erie où le brassage par les vagues est infime) il est sûr que les EL proviennent du matériel morainique des berges, car les moraines quaternaires y renferment déjà à peu près le même pourcentage de EL (14 %) que les sables de la plage actuelle (voir Fig. 8 et 9). Il est fort probable que dans bien des plages actuelles des Grands Lacs on a affaire à des sables ayant subi à plusieurs reprises des usures lacustres, par exemple lors d'un ou plusieurs interglaciaires. Cette constatation est en accord avec PETTIJOHN et LUNDAHL (1943) qui ont trouvé

des résultats analogues, mais par d'autres méthodes de travail, pour les sables du Lac Erie à Cedar Point. Dans d'autres cas un façonnement actuel sur les plages des Grands Lacs paraît cependant lui aussi probable: dans certains échantillons les pourcentages des EL sont très élevés, p. ex. 56 % pour 0,7 mm dans la Grande Traverse Bay, Lac Michigan (Fig. 10) et plus de 30 % dans certains autres. Dans quelques échantillons pris le long de la côte sud du Lac Erie les grains de 0,3 mm montrent des pourcentages de EL plus élevés aux endroits où les vagues sont les plus fortes. Le même phénomène s'observe dans les échantillons de la Presqu'île d'Erie, où l'échantillon pris face au large montre le pourcentage le plus élevé des EL (22 % pour 0,3 mm au lieu de 10 et 8 % aux autres endroits de la presqu'île). On peut ainsi être amené à admettre une usure probable de grains de quartz par les grands lacs des Etats-Unis semblable à l'usure marine, quoique sur une gamme un peu moins forte. Ce résultat est d'autant plus intéressant que dans les lacs d'Europe, même les plus grands (Bodensee, Lac Léman etc.), on n'a jusqu'ici signalé que des grains non-usés; il est vrai que ces lacs sont beaucoup plus petits (50 à 150 fois) que les Grands Lacs américains.

3. Sables de dunes littorales (Fig. 11). Ils ne diffèrent presque pas des sables des plages lacustres voisines. L'action du vent se montre dans la présence de formes intermédiaires entre EL et RM et de grains NU à surface plus ou moins mate, p. ex. dans l'échantillon de Jenson Rest, Kellys Lake.

III. Conclusion

Le milieu marin (Floride, Nouvelle Angleterre) donne aux grains une usure caractéristique (aspect émoussé-luisant). Le glaciaire (Nouvelle Angleterre) se signale par la prédominance des grains non-usés, tandis que les dunes ont en général toujours un certain nombre de grains ronds-mats. Ainsi nos recherches sur les sables de l'Amérique du Nord confirment les résultats antérieurs et peuvent aider à la reconstitution de paysages anciens.

Deux aspects nouveaux se sont dégagés: 1. La protection probable des grains en Floride par la végétation littorale, observation qui peut être importante pour la reconstitution de l'aspect de rivages anciens, et 2. l'usure lacustre des grains de sable au bord des Grands Lacs, qui peut d'ailleurs avoir commencé aux temps interglaciaires ou même préglaciaires.

Bibliographie

- CAILLEUX, A.: Traces d'action éoliennes périglaciaires quaternaires dans l'Amérique du Nord. *Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, 3, 28-29, Paris 1937.
- CAILLEUX, A.: Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mémoire de la Société Géologique de France*, Nouv. Série 21, No. 46, 1-176, Paris 1942.
- PETTJOHN, F. J., and LUNDAHL, A. C.: Shape and roundness of Lake Erie beach sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 13, No. 2, 69-78, August 1943.

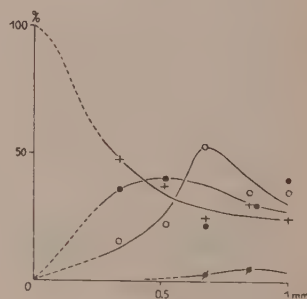


Fig. 11. Jenson Rest, Kellys Lake (Michigan), dune actuelle. Action du vent et des vagues presque équivalente. Annähernd gleich starke Wind- und Wasserwirkung. Action of wind and water nearly equivalent

Tableau 2

Pourcentage des divers types de grains de quartz
 Prozentualer Anteil der verschiedenen Typen von Quarzkörnern
 Percentage of the different kinds of quartz grains

Age	Dé- pôt	Localité	NU		EL		RM		RS		n
			0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	
Cam		Jordan Sandstone Boscabel		1						99	100
Cam		Jordan Sandstone Cross Plain		12						88	100
Cam		Denzer, NW Wisc. Potsd.		3						97	150
Cam		Lacrosse, Treamplean form.		3						97	100
Ord		St. Paul, Minn. St. Peter Sd.		1						99	66
Ord		Ottawa, La Salle Cy, Ill.									
		St. Peter		6						94	
Ord		Ottawa, Ill. St. Peter	28	1					72	99	50
Ord		Table Bluff, Wisc. St. Peter		1						99	100
Dev		Rockwood Sylvania, Mich.	1	1					99	99	50
Car	fluv	Colorado Springs Fount.		100							50
Per	éol	Colorado Springs, Lyons sandst.	22		38		40				220
Tri		Portland, Conn.	100	100							50
Cré	fluv	Lytle Col. Morrison form	70						30		100
Cré	mar	Colorado Springs, 22 km SW Dakota Sd.	96						4		110
Cré		Thébes, Ill.		10		89				1	150
Eoc		Thébes Alexander Cy, Ill.		36		60				4	200
Eoc		Wells Corner, Maryland	54	32	32	48	06	08	08	12	83
Act	mar	Miami, Florida, plage	52	16	48	84					75
Act	mar	Palm Beach, Florida, plage	53	26	41	62	06	10		02	125
Act	mar	Saint-Augustin, Florida, plage	68		32						50
Act	mar	Saint Ormand, Florida, plage	54		46						50
Act	mar	Daytona, Florida, plage	62	54	38	38		08			75
Act	mar	Sullivan, S-Carolina, plage	26		46		24		04		50
QW	flgl	Norwick 2km w Hanovre, Vermont	92		08						25
QW	flgl	Middletown, Connecticut	99	99	01	01					50
QW	flgl	Lebanon, New Hampshire	100	100							75
Qu		Conshohocken, Pennsylv.		93		01				06	66
Qu		Wilmington, Delaware		85		10		02		03	60
QW	flgl	Princeton, New Jersey		80		09		01		10	100
QS		Princeton jonction, N. Jers.		74		07		10		09	100
Qu		Robinsville, N. Jersey, Pensauken		74		14		6		6	66
QW	glac	Newbury, New York		73		04		02		21	166
Qu	flgl	New Haven, Connecticut		98						02	100
Qu	glac	Meshomasic forest, Conn.		90				03		07	60
Qu		Western Vermont		76				02		22	60
Qu	glac	Eastern Vermont		99						01	100
QP	fluv	Bethel, Maine		100							132
QP		Scarboro, Maine		97				01		02	66
Qu		Biddeford, Maine		95		01		01		03	66
Qu	flgl	Shapleigh, Maine		100							66
Qu	flgl	Holles, Maine		98		01				01	66

Age	Dé- rôt	Localité	NU		FL		RM		RS		n
			0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	
Qu		Mansfield, Maine		93						07	66
Qu	éol	Rattlesnake, Washington		61		08		21		10	150
Qu	flgl	Pend-Oreille, Washington		99						01	132
Qu	flgl	Spokane, Washington		98						02	66
Qu	flgl	Spangle, Washington		91						09	66
Qu	flgl	Etat de Washington		97						03	200
Qu	flgl	Denison Idaho		95		01		01		03	132
Act	mar	Chesapeake Bay, Maryland		30		58		10		02	50
Act	mar	Atlantic City, New Jersey	36		32		26		06		50
Act	dune	Barnstable, Massachusetts		68		12		20			25
Act	dune	Plum Island, Mass.	80	92	12	04	08	04			75
Act	dune	Westcloster, Mass.	78	92	12	08	10				75
Act	dune	Province-Town, Mass.		50		28		20		02	75
Act	dune	Marthas Vineyard, Mass.	68	68	16	24	16	06		02	75
Act		Philadelphia, Pennsylv.		95						05	66
Act	lac	Lake George, New York		50		03		01		46	66
QW	glac	Port Clinton, Ohio, moraine	70		14		16				50
QW	glac	Dixboro, Mich., till quat.	56		08		36				25
QW	flgl	Dixboro, Mich.,	66	66	04	10	24	15	06	09	80
QW	glac	NW du Minnesota, moraine		53		14		14		19	75
QW	flgl	Middleton, Wisconsin		15		1		3		81	75
Qu	glac	Madison, Wisconsin		20		2		8		70	50
QW	glac	Madison, S-Dakota morain.		58		13		15		14	140
QW		Madison, Wisconsin, sable		53		15		18		14	75
QV	glac	Antioche, Illinois, moraine		57		10		10		23	75
QW	glac	Chicago, Ill., moraine		45		13		04		38	125
QW	glac	Chicago, Ill., Chalumet									
		Lake, moraine		32		03		10		55	75
Qu	glac	Chicago, Ill., moraine inf.		46		22		05		27	75
QV	glac	Ingleside, Ill. } Valparaiso		22		07		15		56	75
QV	glac	Illinois } moraine		41		06		07		46	225
QJo	flgl	Henry Marshall Cy, Ill.		18		16		08		58	125
QW	flgl	Ann Arbor, Michigan		58		05		24		13	425
QK	flgl	Fort-Mitchell, Kentucky		69		10		03		18	75
QJo		Watertown, S-Dak., gravier		55		14		12		19	150
QW		North Liberty, Iowa									
		sable préorien		26		14		30		30	75
Qu	lac	Minnesota, sable lité		62		06		12		20	275
QN		Iowa City, sable		47		24		08		21	75
QV	éol	Antioche, Illinois		66		10		16		08	50
Act	dune	Jenson Rest, Kellys Lake									
		Michigan	50	24	16	52	27	22	07	02	75
Act	dune	Gary, Ill. sable bord Lake									
		Michigan	48	20	24	24	24	44	04	12	75
Act	dune	Gary, Ill. sable bord Lake									
		Michigan	46	32	14	12	34	40	06	16	75
Act	dune	Leland, bord du Lake Mich.	56	34	12	26	32	40			75
Act	dune	Lake Michigan	44	21	44	58	12	10		11	125
Act	dune	Saugatuck, Nipissing									
		great Lake	62	52	08	12	26	20	04	16	75
Act	dune	Grand Haven, Michigan	40	16	20	20	30	48	10	16	75
Act	dune	Hortonville, Wisconsin		30		20		40		10	50
Act	dune	Manitowoc, Lake Michigan		38		25		32		05	75
Act	dune	Indiana, Lake Michigan		22		62		09		07	100
Act	dune	Indiana, Lake Michigan	44		44		12				25

Age	Dé- pôt	Localité	NU		EL		RM		RS		n
			0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	0,3	0,7	
Act	dune	Morris Grundy Cy, Illinois		20		29		46		05	66
Act	lac	Lake Winnebago, Wiscons.		46		30		13		11	50
Act	lac	Kenosha, plage du L. Mich.		32		24		20		24	50
Act	lac	Gary, Ill., plage du L. Mich.	42	56	16	12	34	20	08	12	50
Act	lac	Gary, Ill.	50	28	10	12	34	52	06	08	75
Act	lac	Holland, Michigan		25		39		31		05	50
Act	lac	Saugatuck, plage du Lake Michigan		34		24		36		06	50
Act	lac	Rawsonville, Lake Mich.	54	32	22	24	24	44			100
Act	lac	Big Portage Lake, Mich.	42	60	10	08	38	24	10	08	75
Act	lac	Port-aux-Barques, Lake Michigan		54		18		22		06	50
Act	lac	Gr. Traverse Bay, L. Mich.	72	20	08	56	20	24			50
Act	lac	Angola, Buffalo beach, L. Erie	58	68	10	12	26	20	06		75
Act	lac	Sandusky, Ohio, Cedar Point, L. Erie	48	36	10	30	24	15	18	19	66
Act	lac	Sandusky, dragage ds le L. Erie	76	40	10	24	14	32		04	75
Act	lac	Sandusky, dragage ds le L. Erie	80	60	08	20	12	20			75
Act	lac	Sandusky, dragage ds le L. Erie	74	44	08	28	18	20		08	75
Act	lac	Port Clinton, Ohio, sand road, L. Erie (niveau le plus bas)		66		06		04		24	50
Act	lac	Port Clinton, Ohio, plage L. Erie	68	50	12	16	18	18	02	16	100
Act	lac	Port Clinton, Lake Erie face au large	84	60	04	12	12	28			50
Act	éol	Port Clinton, Sand Road, L. Erie	78		06		16				50
Act	lac	Erie Peninsula, extrémité Est	64	48	08	12	18	28	10	12	75
Act	lac	Erie Peninsula, racine	66	48	10	08	14	32	10	12	100
Act	lac	Erie Peninsula, face au lar.	38	56	22	12	32	16	08	16	100
Act	lac	Lake Erie, plage de la ré- gion N	50	10	12	22	26	48	12	20	100
Act	lac	Cherry Hill, plage de la ré- gion N du L. Erie	52		10		30		08		50
Act	lac	Higgins Lake, sable du fond, Mich.	54	52	10	20	28	20	08	08	75
Act	lac	Higgins Lake, Mich. plage	52	40	04	04	30	44	14	08	75
Act	lac	Higgins L. Mich. rivage act.	56	24	16	26	28	46		04	75
Act	lac	Eagle River, Lake Supérieur, Mich.	50	40	26	28	18	28	06	04	75
Act	lac	Granite point, Lake Sup. Michigan	60	42	22	27	18	27		02	100
Act	lac	Keweenaw, Bete Grise, Mich. L. Sup.	48	48	08	16	44	36			50
Act	lac	Port Huron, plage L. Hu- ron, Michigan	52		10		38				50
Act	lac	Port Huron, lighthouse	66	38	08	16	20	36	06	10	100

Légende du Tableau

Act = Actuel-recent. Cam = Cambrien. Car = Carbonifère. Cré = Crétacé. Dév = Dévonien. EL = Emoussés-luisants: usure par l'eau (wasserbearbeitet, water-worn). Eoc = Eocène. éol = éolien, déposé par le vent (Windablagerung, wind-deposit). flgl = fluvioglaciaire. fluv = fluviatile. glac = glaciaire, moraine (till, Geschiebelehm). lac = lacustre. mar = marin. n = nombre de grains comptés (Anzahl der gezählten Körner, number of counted grains). NU = Non-usés (unbearbeitet, not-worn). Ord = Ordovicien. Per = Permien. QIo = Quaternaire Iowan. QK = Quaternaire Kansan. QN = Quaternaire Nebraskan. QP = Postglaciaire. QS = Quaternaire Sangamien. Qu = Quaternaire. QV = Quaternaire Valparaiso. QW = Quaternaire Wisconsin. RM = Ronds-mats, usés par le vent (windbearbeitet, wind-worn). RS = Ronds-mats-sales, éoliens remaniés (aufgearbeitete Windablagerung, rehanded wind-worn).

Zusammenfassung

Die Untersuchungsmethode für Sande, die darin besteht, unbearbeitete (NU = non-usé), abgerundet-glänzende (EL = émoussé-luisant), rundmatte (RM = rond-mat) und rund-matt-schmutzige (RS = rond-mat-sale) Quarzkörner zu unterscheiden, wurde auf 124 Sandproben aus dem Osten der Vereinigten Staaten von Nordamerika angewendet. Untersucht wurden die Dimensionen zwischen 0,3 und 1 mm. Ein Einfluß älterer Formationen, wie z. B. paläozoischer Sandsteine, die reich sind an rund-matt-schmutzigen Körnern (88–99% für 0,7 mm), auf die Zusammensetzung verschiedener quartärer oder aktueller Sande kann mit Sicherheit angenommen werden. Die aktuellen marinen Strandsande sind charakterisiert durch ihren hohen Gehalt an abgerundet-glänzenden Quarzkörnern, die an den Stränden Floridas eine Mediane von 62% für die Dimension 0,7 mm und von 90% für die Dimension 1 mm erreichen. Die glazialen und fluvioglazialen Sande des Quartärs sind gekennzeichnet durch ihren hohen Gehalt an unbearbeiteten Körnern: 95% in den Neu-England-Staaten, 50% im Gebiet der Großen Seen. Die selteneren rund-matten Körner stammen sicherlich zum größten Teil aus dem Paläozoikum. Die Strand- und Dünensande der Großen Seen haben ungefähr gleiche Zusammensetzung, wohl infolge ihrer gemeinsamen Herkunft aus quartären bzw. paläozoischen Ablagerungen und ihrer gleich starken Bearbeitung durch die Brandungswellen und den Wind. Die relativ hohen Gehalte an abgerundet-glänzenden Körnern (mehr als 30% für die Dimension 0,7 mm) in verschiedenen lakustren Strandsanden sowie die prozentuale Zunahme der abgerundet-glänzenden Körner an den Stellen stärkerer Brandung weisen auf eine Kornbearbeitung hin, die an diejenige an Meeresküsten erinnert. Sie erreichen jedoch nicht den Gehalt an abgerundet-glänzenden Körnern der marinen Strandsande.

Summary

The method of examination of sands under the binocular which distinguishes among not-worn quartz grains (NU = non-usé), smoothened-shiny (EL = émoussé-luisant), rounded-dull (RM = rond-mat), and rounded-dull-dirty (RS = rond-mat-sale), was applied to 124 sand samples from the United States, and especially to sizes ranging from 0,3 to 1,0 mm. The influence of ancient formations on the composition of certain Quaternary and recent sands is evident, for example that of Paleozoic sandstones, rich in round-dull-dirty grains. The recent beach sands

show in general a high proportion of smoothened-shiny grains, which run to a median of 62 % for the 0,7 mm size and to 90 % for the 1 mm size on certain Florida beaches. Most Quaternary glacial and fluvioglacial sands are characterized by the large number of not-worn grains: 95 % for New-England, 50 % for the Great Lakes region. The rare round-dull and round-dull-dirty grains are certainly borrowed for the most part from the Paleozoic. The different sands of Great Lakes beaches and dunes show essentially the same composition, thanks to (1) their common origin in Quaternary or Paleozoic deposits, and (2) their retouching to a comparable degree by waves and wind. The high proportion of smoothened-shiny grains (over 30 % for the 0,7 mm size) in certain lake-shore sands and the increase in the percentage of such grains in places where wave action is strongest, show that polishing of quartz grains on the shores of the Great Lakes is of the same kind than that of the ocean. Nevertheless the lake sands do not reach the proportion of smoothened-shiny grains on some marine sand beaches.

Talanfänge und Talentwicklungen

Von

SIEGHARD MORAWETZ, Graz

Mit 7 Karten

Aus der Sicht eines Flugzeuges, das nicht zu schnell über zerschnittenes Land fliegt, oder bei einer Schau von geeigneten Gipfeln auf zertaltes Gelände, oder auch bei Betrachtung guter Karten ziehen den Geographen und Geomorphologen recht zwingend die Rinnen- und Furchensysteme und die Talanordnungen in ihren Bann, und Gedanken über das Wie und Wann dieser Formenentstehung sind die Folge des Beobachtens. Sehr oft läßt sich ein gewisser Rhythmus in der Anordnung der Rinnen, Furchen und Talzüge feststellen – oder täuscht man sich da und formt nur der unbewußt ordnende, menschliche Geist diese Bilder zu rhythmischen Erscheinungen um? Wohl kaum, denn die Vielzahl sehr ähnlicher Formen in recht getrennten Gebieten schließt eine Täuschung doch aus. Regenrinnen auf nackten Böschungen, auf steilen Kraterkegeln und mäßigst geneigten Sandbänken fielen sicher schon den beobachtenden Augen der frühen Menschen auf. Bis zu einer Einordnung dieser Formen in ein geomorphologisches System war jedoch noch ein weiter Weg zurückzulegen. Auch rückten die Großformen einzelner Täler stärker als die rhythmischen Erscheinungen in den Blick der Betrachtung und Erklärung. Die Einteilungen der Täler, die man in den Geomorphologien findet, sagen über die Anlage der Talsysteme und die Talnetzentwicklung aber nicht allzuviel aus. Ja es scheint so, als läge einerseits etwas Geheimnisvolles über dem Fragenkomplex der Talanordnungen, dem man lieber ausweicht; andererseits drängt sich die Überlegung auf, die Talsystem- und Rinnensystembildungen vollziehen sich unter einem großen, recht allgemeinen Gesetz und erst die hohe Zahl unterschiedlicher Einzelheiten schuf die zahllosen Differenzierungen, die die Tälerlandschaften im Laufe des Werdens und Vergehens bieten. Nicht nur die Komplexheit der Formen, sondern noch mehr die unermessliche Fülle an Abänderungsmöglichkeiten macht zögern, an eine Suche nach allgemeinen Regeln der Entstehung heranzugehen. So versteht man die Meinung, die TH. A. JAGGAR (1908) äußerte; er erkannte den rhythmischen Charakter der Flußsysteme bereits ganz richtig, aber gleichzeitig wies er auch auf die Unmöglichkeit einer einigermaßen befriedigenden Erklärung des Vorganges mit Hilfe der bekannten mechanischen Gesetze hin. Teilt man auch nicht ganz die Skepsis JAGGARS, daß den Geo-

morphologen immer eine Kenntnis der maßgeblichen Vorgänge und Abläufe versagt bleiben wird, so muß man aber auch heute noch zugeben, daß man von einer selbst recht allgemeinen Lösung sogar der streng rhythmischen Fluß- und Rinnensystembildung, wo die Lage jeder einzelnen Ader irgendwie gesetzmäßig bestimmt ist und jede Verlegung das rhythmische Gesamtbild empfindlich stören würde, noch immer weit entfernt ist.

Auf die Entwicklung von Rinnensystemen und die Grenzbedingungen ihrer Entstehung, so vor allem den Übergang von linearer zu flächenhafter Erosion, machte E. OBST (1913) aufmerksam. Besonders bei ganz geringen Neigungen fließt das aufprallende Regenwasser nicht mehr in Strängen linear, sondern flächenhaft ab. A. PHILIPPSON (1923), der bei seiner Entwicklung des Endgefällgesetzes auf die Beziehungen zwischen horizontalen und vertikalen Differenzierungen des Geländes und den Zusammenhängen mit den Ursprungsmulden und Ursprungstrichtern eingeht, meinte immerhin, die physikalische Morphologie würde neben dem parallelen Wasserabfluß von geneigten Tafeln auch einige einfache formale Varianten z. B. den radial-divergierenden Abfluß auf kegelförmigen Abdachungen oder den radial-konvergierenden Abfluß auf amphitheatralischen Abdachungen, experimentell und theoretisch behandeln können. Für W. M. DAVIS (1912) ist die Dichte und Verzweigung des Talnetzes ein Merkmal für das Reifestadium, also einen fortgeschrittenen Entwicklungszustand. Wie die Dinge im allgemeinen und einzelnen auch verlaufen mögen, etwas Regelmäßiges liegt all diesen Entwicklungen sicher zugrunde. Auf das Rhythmische bei den Rinnenentwicklungen und vielen Talbildungen, aber auch auf die ganz großen Schwierigkeiten, die den Erklärungen entgegenstehen, wies H. KAUFMANN (1929) in seinen Rhythmischen Phänomenen der Erdoberfläche hin. N. KREBS (1937) behandelte in seinen Talnetzstudien solche Fragen und betonte später auch (1948) noch die Bedeutung der Orographie für die Analyse der Talnetzbildung. Von all den vielen Problemen, die die Talentwicklungen in sich bergen, sollen zwei Fragenkomplexe kurz gestreift werden und zwar zunächst der mögliche Beginn von Talbildung an Beispielen des Alpenvorlandes im Osten und Süden, wo eigenständige Entwicklung und Fernwirkung durch die aus dem Gebirge austretenden Flüsse zusammenwirken, dann zweitens der Zwang, der auf eine weitere Entwicklung des Talnetzes, das schon eine lange Geschichte hinter sich hat und das zwischen hohen Gebirgsstöcken und Kämmen recht fixiert ist, durch jüngste Vorgänge recht zwangsläufig einwirken muß.

Der Anfang einer Entwicklung ist immer etwas Entscheidendes. W. PANZER (1923) betonte, die Anlage von Tälern auf einer Urlandoberfläche erfolge nur in den seltensten Fällen in festem, anstehendem Gestein, sondern vollziehe sich vielmehr in einer mehr oder weniger mächtigen Verwitterungsdecke, so daß die Beschaffenheit des Untergrundes dort doch nicht auf Gewässer einwirken könne, bevor diese den Untergrund erreicht haben. Die Abflußrichtung wird zunächst einmal durch die Abdachung gegeben. Wo keine Abdachung vorhanden ist, kann man kein bestimmt gerichtetes Gewässer erwarten, mag der Untergrund auch noch so regelmäßig geklüftet sein. PANZER, dem es damals bei seiner Arbeit vor allem auf die Beziehungen zwischen Talrichtung und Gesteinsklüften ankam, wies aber mit seinem Satz von der Verwitterungsdecke und Abdachung ganz klar auf die überragende Wichtigkeit letzterer für die erste Anlage hin, und daß diese erste Anlage bei Vorhandensein eines Verwitterungsmantels noch ganz unab-

hängig vom Baumaterial in der Tiefe bleibe. An Stelle des Verwitterungsmantels treten im Alpenvorland der Friaulischen und Venezianischen Ebene die Schotter und Sande der Alpenflüsse, im östlichen Alpenvorland der Grazer Bucht Sande, Lehme, Tone und Schotter, die im Jungtertiär von den Flüssen aus dem werdenden Steirischen Randgebirge und auch aus den inneren Alpenteilen angeschleppt wurden. Dazu kommen noch limnische und marine Ablagerungen, die in den damaligen Seen und dem nach NO zurückweichenden und sich aussüßenden Pannonischen Meer zur Ablagerung gelangten. Den für eine Talnetzwerdung idealen Fall einer größeren zentralen Erhebung, die keine lange Geschichte hinter sich hat und dazu noch von einer flachen Landschaft umgeben wird, auf der keine Flüsse dahineilen, oder einer langen axialen Erhebung mit ähnlicher Umgebung, trifft man ja kaum irgendwo an; so müssen Beispiele für radiale und fiederförmige Talanlagen fast immer nur auf kleine Areale beschränkt bleiben, und jede Einarbeitung der Täler in den festen Gesteinskörper hat die vielen Abänderungsmöglichkeiten, die durch das Gesteinsstreichen, die Richtungen der Kluftsysteme, das Vorkommen von Zerrüttungszonen usw. sich einstellen, zu berücksichtigen. Je tiefer in den Gesteinskörper sich die Täler einnagten, desto zahlreichere Möglichkeiten lokaler Richtungsänderungen ergeben sich und desto schwieriger wird es, Aussagen über erste Entwicklungen zu machen. Obwohl einerseits diese Erkenntnisse alt sind, suchte man andererseits öfters für die Talanlage einen besonderen Vorgang, nämlich den der Spaltenbildung im Gesteinskörper, in erster Linie verantwortlich zu machen. Es sei nur daran erinnert, wie TH. KJERULF (1879) die Fjordtäler Norwegens durch Spalten erklärte. Später trug allerdings eine große Anzahl von Arbeiten dazu bei, das Ausmaß der Beziehungen zwischen Störungen, Klüftungen und Talrichtung in das richtige Maß zu bringen und aufzuhellen. Nicht nur den Kluftzonen, sondern auch den saiger stehenden Schichten, wie dies W. PILLEWIZER (1936) für die Raabschlucht im Altkristallin von Radegund zeigte, kommt Bedeutung zu. Oft schwenken vor allem die kleineren Flüsse in die Richtung des Schichtkopfstreichens ein. Gerade bei niedrigem Wasserstand bilden bereits Schichtköpfe von wenigen Dezimetern beachtliche Hindernisse und die Wasser haben dann oft viele Meter zu suchen, bis sie an einer niederen Stelle den Schichtkopf überwinden. Im Weststeirischen Randgebirge gibt es dafür zahlreiche Beispiele. Aber diese interessanten Laufabwinkelungen stehen hier nicht zur Erörterung. Es soll vielmehr das Werden, beziehungsweise die Weiterentwicklung eines Flußnetzes auf einer verhältnismäßig einförmigen, aber doch schon differenzierten Oberfläche eine Skizzierung erfahren.

Eine solche Oberfläche tritt einem in der Friaulisch-Obervenezianischen Ebene entgegen, die in einer Breite von 55 bis 70 km vom Meeresspiegel der Adria nach dem Gebirgsrand auf 50 bis 300 m Höhe ansteigt. Somit muß auch das Gefälle zum Meer unterschiedlich sein. Es beträgt von Sacile an der Livenza bis zur Lagune um 1,4 ‰, im Meridian des Tagliamentoaustrittes bei Gemona aber um 3,3 ‰, vom Cellinaaustritt zum Meer sogar um 6 ‰. Dabei handelt es sich um Durchschnittswerte. Nahe den Lagunen sinkt die Neigung unter 1 ‰ und steigt bei der Cellina und Meduna zehn Kilometer vor dem Gebirgsfuß auf über 10 ‰. Man hat es hier mit schiefen Ebenen, oder richtiger mit verschiedenen Schwemmkegeln, die meerwärts unmerklich verwachsen, zu tun. Solche zu schiefen Ebenen zusammengewachsenen Riesenschwemmkegel mit beachtlichen Höhendifferenzen zwischen der Fuß- und Spitzenzone sind in anderen Vorländern be-

reits zu Platten- bis Riedellandschaften, ja sogar niedrigen, wenn auch oft noch etwas einförmigen Hügellandschaften zerschnitten worden. Warum unterblieb im Friaulischen Alpenvorland diese Differenzierung, da dort weder Wasserarmut herrscht noch Flüsse fehlen? An letzteren gibt es sogar eine besondere Fülle. Aus den Schottern und Sanden der Riesenschwemmkegel tritt an der Fontanellenlinie in kurzen Abständen das Grundwasser in Form verschieden großer Quellen aus und sammelt sich zu Flüssen. Diese Linie zieht zwischen Tagliamento und Isonzo in einem Abstand von 15 bis 25 km vom Meer von Codroipo bis etwas südlich von Palmanova in einer Höhe von 30 bis 20 m NW-SO. Südlich dieser Linie hat man von Wasserlauf zu Wasserlauf nicht einmal einen Kilometer zurückzulegen, während nach Norden zu die Flußabstände bedeutend größer werden und die Flußläufe mit zunehmender Meereshöhe Torrentencharakter erhalten. Diese Schwemmkegel lassen die Niederschläge wie ein Sieb durch, und selbst das Wasser großer Gerinne und Flußläufe versiegt in Zeiten geringer Wasserführung vollkommen. Die Entwässerung vollzieht sich dann nicht mehr an der Oberfläche, sondern allein im Grundwasserstrom, und die Schwemmkegel üben die Funktion petrographischer Trockengebiete aus.

Eine zweite, dicht mit Quellen und Flußanfängen besetzte Zone zieht nördlich Sacile (Ranzano-Vigonovo-Fontanafredda) nach Pordenone und Cordenons an die Meduna. Hier beträgt der Abstand vom offenen Meer 40 bis 53 km, die Höhenlage der Quellen hält sich vielfach zwischen 30 bis 40 m und folgt engst dem Rande des Cellinaschwemmkegels, der vom Quellhorizont über 20 km Länge mit einer Durchschnittsneigung von 10 bis 12 ‰ ansteigt. Auf diesem Cellinaschwemmkegel hören schlagartig die Wasserläufe auf. Außer dem Torrentenbett der Cellina selbst fehlen Einrisse, die die ganze Schwemmkegellänge durchziehen, und man muß mehrere, ja bis acht Kilometer zurücklegen, um eine Wasserader zu treffen. Der zentrale Teil des Schwemmkegels wölbt sich über die Randzone bei Aviano im Westen, wo das Gebirge SSW-NNO verläuft, 20 bis 40 m heraus, so daß hier zwischen Gebirge und Schwemmkegel eine tiefere Furche NNO-SSW zieht. Fünf bis sechs Kilometer östlich vom Cellinatorrente nimmt der Trt. Colvera mit einem etwas gewundenen Lauf seinen Weg. Dieses Bett bleibt 30 bis 50 m unter der Cellinakegelwölbung. Eine Richtungsänderung der Cellina um 10 bis 15° nach Westen oder Osten beim Austritt aus dem Gebirge im obersten Teil des Schwemmkegels hätte eine Einmündung in eine der seitlichen Furchen zur Folge. Damit würde von der Kegelspitze her eine Abtrennung vom Gebirgsrand einsetzen und die Inaktivität des Torrente auf dem Kegelmantel beginnen. Heute durchfurcht fast gerade von NW nach SO das meist einen Kilometer breite Torrentenbett die Kegelhaxe, in die es ziemlich gleichmäßig, in den oberen Teil allerdings stärker als in den unteren, eingeschnitten ist. Im unteren Torrentenabschnitt erkennt man Ansätze zu einer Trompetentalbildung. Niedrige Terrassen schwingen südlich einer Linie St. Leonardo-Partidor-Luogo Dandolo nach Westen und Osten aus, so daß es über dem gleichförmig tiefsten Bett zu trichterförmiger Ausweitung kommt. Es handelt sich da um ähnliche, aber nicht identische Erscheinungen, die C. TROLL (1926) als Trompetentäler auf den Sandern des nördlichen Alpenvorlandes beschrieb. Kam dort die Ineinanderschachtelung durch das Zurückgehen der Gletscher und Verlängerung der Sander nach dem Gebirge hin mit gleichzeitiger oder nachfolgender Eintiefung zustande, so dürfte hier eher ein umgekehrter Vorgang die Ursache gewesen sein, nämlich das Wachsen der

Schwemmkegel vom Gebirge weg nach dem Vorland hin, verbunden mit einem Wechsel von Zeiten starker Schotterüberstreuung auf den untersten Partien mit solchen, in denen bescheidene Eintiefung stattfand. Bei so großen Schwemmkegeln von zehnerkilometer Länge und starkem Gefälle darf man sich weder die Akkumulation noch die Erosion zu einfach vorstellen. Man gewinnt heute den Eindruck, daß das Torrentenbett im oberen Drittel stärker ausgeräumt wird als tiefer unten. Vermindert sich dadurch aber eine Zeitlang das Gefälle oben und bleibt Material tiefer unten auf dem Kegel liegen, muß Erhöhung unten und somit nach dem Kegelrand Gefällsversteilung eintreten, die dann dort wieder eine stärkere Erosionsphase nach sich zieht. Die Existenz von erosiven und akkumulativen Abschnitten auf so großen Kegeln und ihre Verlagerung gehört zu den kennzeichnenden Erscheinungen dieser Formen. Würden die Hochwässer seitlich ausbrechen und zum Hauptbett abgewinkelte Erosionseinrisse schaffen, käme es zu einer Zerschneidung in leicht gewölbte, sektorenförmige oder auch elliptische Platten, die durch seitliche Unterschneidung und durch Rückarbeit an Grundwasseraustritten eine weitere Umformung zu geneigten und zerlappten Riedeln erfahren.

Daß nördlich Sacile das tiefe, feuchte Land so weit an den Gebirgsfuß heranreicht, hat seine Hauptursache in dem Fehlen eines Flusses, der aus dem Gebirge kommt, denn die Livenza entspringt am Gebirgsfuß und nicht mehr im Gebirge. Hält sich die Gewässerdichte im feuchten Teil südlich der Quellenlinie, ohne die so zahlreichen Entwässerungsgräben, zwischen 1 bis 2, so sinkt sie auf den trockenen Abschnitten der Schwemmkegel auf 0,3 und noch tiefer ab. Ja während trockener Zeiten führen die Torrenten überhaupt kein Wasser. Hohe und kleine Gerinnetichte liegen knapp nebeneinander, die beachtlichen Unterschiede sind eine Folge der petrographischen und der Grundwasserverhältnisse. Die mächtigen Schotterkörper oder Schwemmkegel verschlucken nicht nur die Niederschläge, sondern auch noch viel Flußwasser, das erst wieder an den Rändern der Schwemmkegel, nicht allzu hoch über dem Meeresspiegel, als Grundwasser hervor kommt. Schotterkörper als petrographische Trockengebiete und als fluß- und gerinnearme Landschaften sind heute in der Geomorphologie allerdings nur dann mehr einer Erwähnung würdig, wenn sie dazu dienen, über das strikte Ausmaß der Vorgänge Erkenntnisse zu vermitteln, und da hat die Frage: Wo und wann etwas eintritt oder nicht mehr erfolgt, besondere Bedeutung. An kleineren Objekten erhält man oft bessere Einblicke als an größeren.

Einen solchen Fall stellt das Grazer Feld dar. In ihm liegt ein diluvialer Schotterkörper, den die Mur nach Querung einer Durchbruchsstrecke in Form eines flachen Schwemmkegels, der aber von ihr terrassiert wurde, aufschüttete. Das Feld wird im Norden, Nordwesten und Nordosten von devonischen Kalken, im Südosten von jungtertiären Tonen, Sanden und Lehmen, teilweise auch von diluvialen Auenlehmen eingefaßt. Das Jungtertiär tritt aber auch im Westen und Südwesten in schmalen Streifen auf. Die Mächtigkeit der Schotterkörper ist zwar trotz zahlreicher Bauaufschlüsse und vereinzelter Bohrungen in allen Einzelheiten noch nicht bekannt, aber man weiß durch die Untersuchungen E. CLARS (1927), daß sie zwischen wenigen Metern und solchen von 20 bis 30 Metern schwankt. Es beträgt der Höhenunterschied von der Hauptterrasse bei Schloß Eggenberg (372 m) bis zum Murspiegel bei der Stadtbrücke (341 m) rund 30 m, im Süden der Stadt an der Linie Straßgang-Liebenaubücke rund 20 m (352 bis 333 m).

Die Schotter haben meist Faust- bis Kindskopfgröße. Mächtigere Gerölle sind seltener, ebenso reine Sandeinlagerungen über größere Strecken und in beachtlicher Dicke. Das 26 km lange und maximal 8,5 km breite, 135 km² große NNW-SSO gerichtete Feld durchzieht die Mur, ein wenig nach Ost verlagert (W : O = 5 : 3). Die Hauptterrasse, die großflächigste Terrassenflur des Feldes, die auf der Westseite die einheitlichste Ausprägung erfuhr, hält einen Flußabstand von rund einem Kilometer und eine Breite, die zwischen 2 bis 4 km schwankt. Westlich der Mur werden die Terrassen nur im Norden vom Göstingbach und im Süden vor Wildon bei Werndorf vom Laa-Poniglbach zerschnitten. Über eine Strecke von 22 km fehlt jede Zerlegung der Terrassen durch seitliche Flußläufe, während auf der linken Murseite, auf der Ostseite, sechs Bäche die Terrassenfluren zur Mur hin queren.

Der Schotterkörper, vor allem im Westen, wirkt als petrographisches Trokenengebiet, das die Gerinne, die die Flanken vom Plabutsch und Buchkogel entwässern, aber auch die kleinen Bäche, wie die von Wetzelsdorf, Bründl, Katzel und Pirka, mit Einzugsgebieten von 1 bis 3 km², nicht zu überwinden vermögen. Sie versiegen 1 bis 2 km von der westlichen Umrahmung entfernt und sind auf dem Weg zu ihrer Versickerung nicht in der Lage, Einrisse in die nur mit einer dünnen (2 bis 4 dm) Ackerkrume überzogenen Schotter einzunagen, oder ihr Bett zu verschmieren, damit der Wasserverlust aufhört. Die Schicht, in der sich der Wasserverlust abspielt, kann aber nicht besonders mächtig sein, da man in den Brunnen meist nach 4 bis 6 Metern auf Wasser trifft und somit in dieser Tiefe bereits ein Grundwasserhorizont erreicht wird. Allerdings ist nicht überall die Bodenkrume so dünn wie im mittleren und nördlichen Teil der Hauptflur. So lagern z. B. im Südosten des Grazer Feldes auf der linken Murseite bis über einen Meter mächtige Lehmhauben auf den Schottern, wie die Untersuchungen von R. FISCHER und H. FLÜGEL (1954) über die Grundwasserverhältnisse von Fernitz südlich von Graz belegen; auch auf der älteren, nach A. WINKLER-HERMADEN altquartären, Kaiserwaldterrasse bedeckt Lehm stellenweise 1 bis 2 Meter mächtig das schotterig-sandige Material. Diese Lehmhauben und Lehmdecken treten allerdings nur randlich auf und sparen die zentralen Terrassenfluren aus, die die kleinsten Gerinne, wenn sie da und dort auch versuchen ihr Bett etwas abzudichten, nicht mehr zu queren vermögen. Erst wenn das Einzugsareal 4 bis 5 km² erreicht, dazu noch Lehmauflagen eine stärkere Verschmierung des Bachbettes erleichtern und die Schotterflur schmal ist, gelingt es den Wasserläufen, die alluviale Talaue zu erreichen. Der Grambach mit 4,3 km² Einzugsgebiet stellt so einen Grenzfall dar. Dem Petersbergenbach, fünf Kilometer weiter nördlich, mit 3,1 km² Areal, gelingt aber der Durchstoß zur Mur in einem deutlichen Gerinne noch nicht. Die anderen Bäche mit rund 20 bis 40 km² Einzugsgebiet zerlegen alle die Terrassenfelder, sind aber im Stadtbild von Graz streckenweise unsichtbar, da sie dort eingewölbt fließen. Die Einschnitte dieser Flußläufe sind ungleichartig. So zeigt der Göstingbach (21,5 km²) vom Austritt aus dem Engtal zwischen Plabutsch und Steinberg bis zur Einmündung in den rechtseitigen Mühlgang ein Gefälle von 16 ‰ auf 1100 Meter. Es ist die Wasserader, die mit stärkstem Gefälle die Hauptterrasse in einer stark eingesenkten Kerbe durchmißt. Der Andritzursprungbach gegenüber auf der linken Murseite hat von der Andritzer Maschinenfabrik zum Wasserwerk um 8 ‰, der benachbarte Schöckelbach um 9 bis 10 ‰ und der Grazbach 10 bis 12 ‰ Gefälle, aber ihre Einschnitte in die

Schotterfluren erreichen nur wenige Meter und von einer sehr auffallenden Kerbe ist nichts zu sehen. Die Gewässer im Südosten des Grazer Feldes wie Raaba- und Ferbesbach (27 und 29 km²) verzeichnen Gefälle um 7 ‰, der Grambach um 6 ‰. Sie tieften sich nur ganz mäßig in die Terrassenflur ein. Die kleinen Wasseradern, die im Westen versiegen, verzeichnen ein Gefälle von 4 bis 7 ‰ (Bründl 5,8 ‰, Katzelbach ab Bad Straßgang 3,6 ‰, Pirkabach 7 ‰), zeigen aber nirgends Einschnitte.

Eine wichtige Rolle kommt dem Laabach zu, der im Südwesten des Feldes fließt. Er hat keine W-O-Richtung, sondern nimmt der Mur parallel einen NNW-SSO-Verlauf, beginnt bei Oberpremsstätten und trennt die Kaiserwaldterrasse von der Schotterflur der Hauptterrasse bei Bierbaum, Laa und Zettling ab. Hier im Laabachgebiet gibt es feuchte Wiesen und lehmige Verschmierung der 800 bis 1200 m breiten Talmulde. Eine Randmulde entstand, deren Wasser wohl zu nicht unerheblichem Teil aus der um 30 m höheren Kaiserwaldterrasse stammt. Erfolgte von Oberpremsstätten aus eine Verlängerung dieser Randmulde nach Norden bis Pirka, Seiersberg und Straßgang, würden Pirka- und Katzelbach nach Süden umbiegen und ihren erfolglosen Weg über die Schotterflur aufgeben. Jede Verlängerung und Vertiefung dieser Randfurche zöge wieder neue Gerinne und Grundwasseraustritte an sich. Dadurch aber entzieht sich die Schotterplatte immer mehr jeder Beeinflussung von der seitlichen Umrahmung her und wird zu einer Art Erosionsfestung, die allein durch seitliches Verlagern der Mur und des Baches der Randfurche Angriffe zu fürchten hätte.

Vier Kilometer südlich vom Grazer Feld beginnt das Leibnitzer Feld, in dem die Laßnitz und Sulm 14 km lang parallel zur Mur westlich vom Terrassenfeld nach Süden fließen. Diese Flußverschleppung dürfte aber keine reine, sondern aus einer ähnlichen Randmulde wie der des Laabaches im Grazer Feld hervorgegangen sein, weil außer Laßnitz und Sulm noch kleinste Gewässer aus dem Sausal herabkommen. Da die Schotterterrassen im Leibnitzer Feld auch aus der Ausarbeitung eines Murschwemmkegels hervorgingen, ergibt sich eine randliche Muldenbildung als zwangsläufige Folge der Kegelschüttung, wie überhaupt manche Flußverschleppungen bei noch stärkerem Hauptflußgefälle weniger echte Verschleppung als Einlenkung in Randmulden sein dürften.

Im östlichen Klagenfurter Becken, im Jaunfeld, stößt man auf beachtliche diluviale Schotterfluren, in die die Drau zwischen Völkermarkt und Lavamünd bis 100 m tief einschnitt. Nach Süden zu nehmen allerdings die Schottermächtigkeiten, wie überhaupt die der diluvialen Ablagerungen, ab, was sich aus Bohrprofilen ableiten läßt, die bei Bleiburg 40 m, bei Gonowetz 16 m und bei Wackendorf nach KAHLER nur 1,2 m, nach CANAVAL allerdings über 100 m diluviale Schichtfolge ergeben. R. CANAVAL (1912), F. KAHLER (1929), A. KIESLINGER (1929) und R. v. SRBIK (1941) berichteten darüber. Dabei bleibt es für die hier verfolgten Zwecke gleich, ob die am Gebirgsfuß festgestellte Mächtigkeit der diluvialen Schichten eine größere oder geringere ist. Charakteristisch für die Jaunfeldlandschaft sind außer den Schotterfluren die glazigenen Ablagerungen der Würm- und Rißzeit, die auf dem Hauptschotterkörper liegen, und die glazialen Verbauungen und Umfließungsrinnen, die H. HÖFER (1894), F. HERITSCH (1905/1906), A. PENCK (1909) und R. v. SRBIK vorstellten und die gegenüber der Einförmigkeit der reinen Schotterfluren Abwechslung in das Gelände bringen. Heute sieht man zwischen dem Seebach bei Kühnsdorf im Westen und der Freistritz bei

Bleiburg im Osten auf 12,5 km keinen Wasserlauf, für Kärnten eine lange Strecke. Geht man nach Süden an das Gebirge heran, so zählt man am Gebirgsfuß der Karawanken (Petzen) auf 14 km 16 Tälchen und Bacheinrisse. Aber nur sechs Arme im Osten sammeln sich zur Loibach-Freistritz und erreichen die Drau, die westlichen verschwinden alle nach kürzerem oder längerem Lauf; der längste von Globasnik-Skt. Stefan erreicht vier Kilometer Gebirgsabstand. Auch hier gibt es Ansätze zu einer Gebirgsfußmulde, die W-O zieht, aber heute trotz einer alten Umfließungsrinne, die von Globasnik-Wackendorf südl. Ferrakogel-Feistritz-Loibach zog, noch nicht einheitlich ist. Die heutige Entwässerung greift von Bleiburg nach Hof und weiter gegen Pirkdorf zurück. Von Globasnik, drei Kilometer westlich von Pirkdorf, zieht eine Wasserader nach Norden und nicht mehr östlich, aber der Höhenunterschied, der einer Umbiegung nach Osten im Wege steht, beträgt nur wenige Meter. Der Suchabach, 4 km westlich von Globasnik, versiegt östlich von Schloß Sonnegg in einem auf einer Schotterflur angelegten Trockental, das wieder einem Streifen angehört, der zur Umfließungsrinne, die nach Gablern und Priebelsdorf nach der Drau hin führt, zählt. Das Trockental zieht heute 2 km weit von 527 m Höhe bis Gößelsdorf auf 470 m hinab. Östlich Sonnegg, nördlich Traundorf, nördlich Wackendorf und bei Penk versiegen die Karawankengewässer im Schutt und Schotter. Bis auf die Stelle bei Traundorf liegen die Versitzstellen nur um einen Kilometer vom Gebirgsfluß ab und dabei besitzt der Suchabach schon ein Einzugsareal von 12 km². Nach dem mittleren Teil des Jaunfeldes zwischen Gebirgsfuß und Draueinschnitt auf einer Linie Eberndorf-Gablern-Moos-Hl. Grab, wo jeder Flußeinschnitt fehlt, arbeitet von der Drau her die rückschreitende Erosion, die ihre Kraft aus den Quellwässern bezieht, die aus der Fußzone der Schotterterrassen knapp über der Drau austreten. Der Grabenbach nordöstlich Mittlern hat bereits einen 4 km langen bis an die Straße Mittlern-Moos zurückreichenden, neunfach verzweigten Einriß geschaffen. Sechs kürzere Einrisse (0,5 bis 1,5 km) sieht man westlich davon. Die oberen Teile der Einrisse führen nur ab und zu Wasser. Von den Versickerungsstellen nördlich Traundorf bis zum Beginn des Grabenbacheinschnittes sind es allerdings nur 2 km. Verlängert sich der Globasnikbach um 2 km nach Norden, erreicht er die Grabenbachkerbe und damit würde das Jaunfeld so ziemlich in der Mitte zwischen Seebach und Feistritz ein neues Gerinne erhalten, das die ganze Breite der Schotterflur (9 km) quert (Zeichnung 1). Es herrscht so etwas wie ein Wettlauf zwischen der Rückarbeit der Terrassentobel von der Drau her und der Schaffung eines Gebirgsrandgerinnes nach Bleiburg hin. Je mehr Wasser diese letzte Furche abführt, desto trockener bleiben die Schotterfluren im Norden, und mit der Vertiefung der Terrassentobel muß auch die Rückarbeit in ihnen langsamer werden, da immer mehr Schotter und Sand in ihnen anfällt und der Abfuhr bedarf; auch die Verzweigungen nehmen zu. Bei den Terrassentobeln hat man es mit Erscheinungen zu tun, die an die Balki und Owragi, über die W. F. SCHMIDT (1948) ausführlich berichtete, erinnern, aber auf diesen Fluren mißt man bei weitem keine so großen Zerschneidungsdichten wie in den südrussischen Gebieten, wo sie 10 bis 20 und noch mehr ausmachen, hier aber nicht über 2 bis 3 hinausgehen. Diese Grabenformen auf dem Jaunfeld sind nicht mehr ganz jung, sie dürften in der Zeit des Eisrückganges, gerade bei Beginn des Abschmelzprozesses, als große Wassermassen anfielen, recht aktiv gewesen sein. Eine Zeit, in der es da auch noch Oberflächengerinne gab, während heute nur mehr

das Grundwasser als ständiger Wasserlieferant in Frage kommt. Die Terrassengräben stellen ähnlich wie die Tobel im Hügelland, wenn auch in beschränkterem Ausmaß, rhythmische Formen dar, die ein Maximum an Steilheit erreichen, dann wieder sich verflachen und sogar Zuschüttung erfahren oder mit anderen in Wettstreit um die Wasserscheide treten. Liegen die Einrisse bloß wenige hundert Meter auseinander und winkeln die Einschnitte nur um 15 Grad von der geraden Rückarbeit ab, so beginnen sich bereits nach 500 Meter Rückschnitt die Einzugsgebiete zu überschneiden. Was die flächenmäßige Entwicklung anbetrifft, gehen von diesen Tobeln auf die Terrassenflur bedeutendere Einflüsse aus als von der heutigen Drau, die recht gestreckt verläuft. Erst bei Prallhangbildungen und starken Unterschneidungen setzen Annagungen der Terrassenflur in breiter Front ein, aber selbst dann bleibt es noch offen, ob der Bereich des direkten Hauptflußangriffes oder der von den zahlreichen Tobelgräben her zerlegte Terrassenstreifen flächenmäßig der größere ist. Im Vergleich zu den niedrigeren Terrassen des Grazer und Leibnitzer Feldes, wo am Fuß der Hauptterrasse auffallende Grundwasseraustritte und Quellbildungen und von dort ausgehende rückschreitende lineare Erosion fehlen, stellen die hohen Terrassen des Jaunfeldes zwar auch eine Erosionsfestung dar, eine Erosionsfestung allerdings, an der gerade die Zurückarbeit an den Quelltobeln eine Selbstzerlegung anbahnt. Man sieht also: nicht die Mächtigkeit der Schotterkörper ist besonders wichtig, sondern nur ihre Funktion als eine die Gerinnebildung erschweringe Schicht. Diese Funktion erleidet jedoch sofort eine Unterbrechung bei Anritzung einer Grundwasserschicht. Und da solche Horizonte in den unteren Partien der Schotterlagen viel eher anzutreffen sind als in den höheren, muß bei einer irgendwie tief zerschnittenen Schotterflur der Prozeß der Tobelbildung dort an Quellhorizonten einsetzen. Damit beginnt aber die Rolle einer Erosionsfestung zu Ende zu gehen.

Immerhin stellen die flußarmen Gebiete der Schotterplatten morphologisch wichtige Areale dar, die bei Höferschaltung und nur randlicher Flußeinwirkung zur Bildung von Mitterplatten und weiter zu Mitterbergen, die je nach der Breite der die kleinzerlegende Erosion ausschaltenden Schotterfeldern und nach der Höhe der Hebung zunächst langgestreckte Plateauformen haben, dann aber zu niedrigeren oder höheren Rücken und Kammmitterbergen, wie das MORAWETZ (1957) zeigte, sich wandeln. Sattnitz und Ossiacher Tauern im Klagenfurter Becken, der Gröbminger Mitterberg im Ennstal sind Beispiele für erstere plateauartige Formen, die das Enns- und Murtal begleitenden Kamm- und Rückenmitterberge zum Teil Belege für die späteren Phasen.

Stellt man sich die Frage nach den Auswirkungen, die von Quellen an Fußzonen im Sinne von Gerinnebildungen ausgehen, so schließt z. B. die große Wasserlaufdicke (1 bis 3), die man zwischen Tagliamento und Isonzo an der Quellenlinie im Gebiet der Stella, Torsa und Aussa beobachtet, eine Vermehrung oder Verzweigung der Gerinne bei Rückarbeit so gut wie ganz aus, mindestens was eine wirksame Gerinnebildung anbetrifft. Faßt man die Wasserlaufdicke südlich der Linie Codroipo-Palmanova als 1 auf und verlängert die Läufe auf die schiefe Ebene, die sich nach dem Gebirge hin im Sinne einer Dreiecks- oder Kegelspitze verengt, so erhält man auf dem schmälern Streifen nördlich von Udine, der etwa dem Ende des eiszeitlichen Tagliamentogletschers folgt, eine Dichte von 2 und südlich Gemona, etwa fünf Kilometer nach dem Austritt des Tagliamento aus dem Gebirge, eine solche von 4. Es wäre räumlich gar nicht

möglich, die zahlreichen Wasseradern der Quellenlinie die 40 bis 45 km bis an den Gebirgsrand im Sinne einer Talabstandverengung bis zur Kegelspitze zurückreichen zu lassen. Ein Gerinneausfall müßte hier eintreten und der Satz von DAVIS: „Hohe Dichte gilt als Zeichen einer reifen Endentwicklung“ wäre gleichsam umzukehren und müßte lauten: Hohe Dichte steht am Anfang, und sicher gilt das für die Friaulische Ebene südlich der Quellenlinie. Bei Hebung und Zerschneidung müßte hier zunächst wohl Verminderung der aktiven Gerinne eintreten. Auch die Vorstellung, daß von den Quellen nicht gerade, sondern nur mit geringen Abwinkelungen zurückgearbeitet wird, führt bereits nach wenigen Kilometern zu einem Kampf um die Wasserscheide und zu Gerinneausfall. Auf den heute großen und steilen Schwemmkegeln mit nur einem Wasserlauf würde dagegen bei fortschreitender Entwicklung und Erreichung wasserführender Horizonte eine Vermehrung der Einschnitte und Gerinne eintreten.

Was für Aussagen über die Talentwicklung findet man in einem Vorland, und zwar dem der Grazer Bucht, das heute bereits das Relief einer stark zerschnittenen Riedel- und Hügellandschaft aufweist? Besonders durch A. WINKLER-HERMADEN (1955, 1957) kennt man das Baumaterial dieser Bucht seit dem Jungtertiär nicht nur sehr genau, sondern darüber hinaus gibt WINKLER-HERMADEN noch eine detaillierte Landschaftsgeschichte. Für unsere Frage wichtig ist, daß durch das ganze Jungtertiär hindurch sandige, tonige lehmige und schotterige Ablagerungen vorherrschen und auch beachtliche Schotterzüge, die von weither aus dem werdenden Randgebirge und darüber hinaus stammen, zur Ablagerung kamen. Wie die heute zum Teil doppeltasymmetrischen Talanlagen mit kurzen Nord- und Westtälern in dem Hügelland zwischen Wechsel und Bacher, die J. SÖLCH (1918, 1919, 1921) analysierte, einst aussahen, ist zwar nicht mehr zu rekonstruieren, aber aus Formenvergleichen lassen sich doch zwei recht unterschiedliche Möglichkeiten ableiten. Vielleicht gab es hier einst ähnliche Verhältnisse wie heute in der Venezianischen Ebene mit zahlreichen Flüssen, die nur statt der Adria dem Pannonischen Meer und See zustrebten, oder es bildeten sich nur wenige größere Flußläufe aus, wie man sie im zentralen Teil Pannoniens antrifft, wo zwischen Donau und Theiß das Alföld innerhalb eines erweiterten Mitteleuropas die weitaus flußärmste Landschaft ist. Bleibt diese Frage offen, so ergeben sich doch aus der Art der heutigen Zerschneidung des 100 bis 200 m hohen Hügellandes, in dem von den Talsohlen zu den unmittelbar umrahmenden Riedeln und Hügelkuppen die Höhenunterschiede häufiger unter hundert Metern als darüber liegen, recht zwingende Hinweise dafür, was an diesen Tälern, Tälchen und Gräben einer jungen und jüngsten Phase angehört und was ältere Formen sind.

Eine Betrachtung der Terrassen am Rand der Murfelder und eine solche der Wasserscheiden zwischen den größeren Flußgebieten verspricht da Aufschlüsse zu geben. Im Grabenland zwischen Raab und Mur, wo die 20 bis 25 km langen Haupttäler in rund 3 bis 6 km Abständen von der 400 bis 500 m hohen Wasserscheide südlich der Raab N-S zum Murtal ziehen, liegen am Ausgang in das Murtal beachtliche Terrassen. Es sind dies die Helfbrunner- und Schweinsbachwaldterrassen, wie sie T. WIESBÖCK (1943) und WINKLER-HERMADEN benannten. Die Helfbrunnerterrasse liegt 12 bis 14 m über dem Murspiegel, die Schweinsbachwaldterrasse im gleichnamigen Wald um 80 m über der Mur und 40 bis 50 m über den dort 250 bis 270 m hohen Talsohlen der Grabenlandtäler. WINKLER-HERMADEN ordnet die Schweinsbachwaldterrasse zwischen Schwarzau und Saßtal,

die hier besonders interessiert, seinem System IX zu und zählt dieses zur mittleren Terrassengruppe, zu der auch das noch etwas höhere System VIII, die Rosenbergterrasse, gehört. Die Terrassengruppe IX gibt es aber nicht nur im Schweinsbachwald, sondern auch weiter im Westen zwischen Stiefing und Schwarzaual (Kaarwald), im Osten zwischen Saß- und Ottersbachtal (Weinburgerwald) und Ottersbach- und Gnastal (Glauningwald). Es handelt sich da um eine weitverbreitete Terrassengruppe, deren Fluren bis 300 bis 320 m ansteigen. Diese Terrassen bestehen aus Schottern, sind aber mit einer mehrere Meter mächtigen Auenlehmedecke (Bircherde) überzogen. Nach WINKLER-HERMADEN gehören die Terrassen dem Mittelquartär, und zwar dem Mindel-Rißinterglazial, an. Diese Terrassen erfuhren bereits eine sehr deutliche Kleinzerschneidung durch Gräben und Tälchen, die sich wenige Meter bis dreißig Meter eintieften. Die Gräben und Tälchen greifen zwar meist von Süden, aber doch auch von Westen und Osten vom Terrassenrand nach den Fluren zurück und zerlappen sie. Die längsten Tälchen erreichen 4 bis 5 km Länge und dürften zum Teil aus minimalen Dellen auf der Flur hervorgegangen sein, während die größere Zahl der kleinen 1 bis 2 km langen Gräben durch rückschreitende Erosion von den Rändern her sich ausbildeten. Die Anagung der 2,5 bis 4 km breiten und bis 5 km langen Terrassenfluren von mehreren Seiten führte heute bereits dazu, daß es auf diesen Terrassen Areale gibt, wo der Kampf um die Wasserscheide zwischen den Gräben begonnen hat. Bei weiteren Grabenverlängerungen muß sich dieser Kampf verstärken. Flankenbedrohung und Anzapfung wären die Folgen. Eine Entwicklung von neuen längeren Tälern, die N-S verlaufen, kann hier nicht zustande kommen, sondern es erfolgt vielmehr eine Auflösung in kleine unregelmäßige, zerlappede Terrassenplatten (Zeichnung 2). Man sieht, diese Terrassenfluren haben bereits ein wesentlich anderes Aussehen als die jüngeren reinen Schotterfluren, aber dieses andere Aussehen, das durch die bereits beachtliche Zerschneidung erreicht wird, ist nicht allein eine Funktion der Zeit, somit des höheren Alters, sondern mehr noch eine der Auenlehmschicht, die für ihre Zerschneidung recht günstige Bedingungen schuf.

Zwanzig bis fünfundzwanzig Kilometer weiter im Norden, an der Wasserscheide im Quellgebiet des Schwarzaual-, Saß- und Gnastales, vor allem auf den Südhängen des Toni- (475 m) und Lamberges (421 m), sieht man engständig, in Entfernungen von weniger als 1 km, recht gerade, kleine Quelltäler herabziehen, die sich nach 1 bis 2 km zu dritt wie die Fiedern eines Fächers sammeln. Diesen ersten Kleinsttalknäufen folgen nach wenigen Kilometern bei Kirchbach im Schwarzaual und bei Obergnas-Gnas im Gnastal die Vereinigungen der zwei bis drei größeren Quelltäler (Zeichnung 3). Interessant sind die kleinsten Quelltäler des ersten Knaufes, wo vom Toniberg auf 5,2 km Hügelrückenlauf neun Tälchen hinabführen, während vom Lamberg auf 7 km 15 Quellläste abwärts ziehen, die im ersten Kilometer um 50 ‰ Gefälle aufweisen. Diese kleinen, steilen, engständigen Quelltäler sind ein spätes Glied der Entwicklung, und hier gilt die Meinung DAVIS' von der hohen Zerschneidungsdichte einer Spätphase. Bei der so geringen Distanz der Quellläste wäre eine längere Fortsetzung der kleinen Tälchen gar nicht möglich, da jede kleinste Richtungsänderung bald zu einer Talvereinigung und somit Talausfall führt. Da die Riedel zwischen den kleinen Wasserläufen kaum oder nur wenig unter der Wasserscheidenhöhe bleiben, liegt die Herausarbeitung aus einer einst breiten Riedelplatte nahe.

Außer der unregelmäßigen Terrassenflurzerlegung und der regelmäßigen Quelltäichenentwicklung und Quelltäichenzusammenfassung in Quellknäufe sieht man im Hügelland östlich von Graz noch zwei verbreitete Talschlußtypen. Das ist einmal das ziemlich plötzliche Talende mit einer amphitheatralischen Umrahmung, wo die Quelläste wohl weit auseinander streben, aber recht kurz sind und eine größere Anzahl von Kleinsttäichen fehlt. Es handelt sich da um Täler, die bis knapp unter die Wasserscheide einen Talboden aufweisen (Zeichnung 4). In diesen Tälern beobachtet man häufig Tobel, die durch starke Verzweigungen gekennzeichnet sind und durch ihre Rückarbeit den Hang nach der Wasserscheide zu versteilen. S. MORAWETZ (1958), der diese Tobel untersuchte, konnte zeigen, daß sich recht unterschiedliche Formen ausbilden und bei Hängen aus standfesten Schottern sich recht beachtliche Neigungen und steile Tobelschluchten einstellen. Im Kroisbach-, Stifting-, Ragnitz-, Authal und in vielen anderen Tälern läßt sich dies verfolgen, und weiters beobachtet man, daß man zu solchen Tobelgebieten von der Talsohle über einen trapezförmig sich verengenden Schwemmkegel zu der Tobelschlucht ansteigt. Die Neigung dieser Schwemmkegel ist meist beträchtlich größer als die der Haupttalsohle, aber im Vergleich zum Rutschgelände, das sich an die Talsohlen heranschiebt, zeichnen sich die Stellen der zurückgeschnittenen Tobelgebiete durch erhebliche Tobelbodenbreite aus. Neben dem zerschnittenen Tobelgelände leiten oft einförmige, weite Dellen abwärts, die nur ganz oben steilere Neigungen zeigen. Es handelt sich zwar nicht immer, aber auch nicht zu selten um ehemalige schmale Tobelareale, auf denen die lineare Tiefenerosion zum Erliegen kam und als Endphase eine langgestreckte Dellung übrig blieb. Wo sich in einem Hügellandtal ein breiter Talboden entwickelte und in gleicher Flucht mehrere zurückgeschnittene Tobel oder steile Dellen und glatte Nebentälchenschlüsse vorliegen, hat man es mit einer gewissen Spätphase der Hügellandtalentwicklung zu tun. Haben Rutschungen und das Bodenwandern noch größere Verbreitung und schieben sich von den Hängen breit und flächenhaft die Tone, Lehme, Sande und Schotter auf die Talsohlen, gewinnt man den Eindruck, daß die kleinen Wasserläufe Schwierigkeiten haben, das andrängende Material zu bewältigen. Lokale Verbauungen mit Flußausbiegungen, Unterschneidungen und geringer oder gar fehlender Tiefenerosion sind die Folge.

Zu einer anderen Form der Talanfänge gehören die schmalen, verhältnismäßig lange hochbleibenden und ohne Verzweigungen hinziehenden Wiesen- oder Waldgerinne (Zeichnung 5). Sie schalten sich meist zwischen die größeren Hügellandtäler ein, oder zweigen von diesen ab. Haben die amphitheatralischen Talschlüsse im Hügelland östlich von Graz oft Durchmesser von 1200 bis 1500 m (Stifting/Schaftal, Glantschenbach, Kroisbach), so betragen bei den kleinen, schmalauszipfelnden Tälern die Entfernungen von Riedel zu Riedel oft nur 300 bis 500 m (Ankenbach, Rohrbach, Äußere Ragnitz Süd und Nord, Eisental, Tiefernitztal). Man hat bei den kleinen hochbleibenden Täichen den Eindruck, daß eine Zerschneidung erst beginnt und die Wasserader es schwer hat, den Anschluß an die Tiefe zu finden. All die Erscheinungen, die G. GÖTZINGER und O. LEHMANN und viele andere bei der Gerinnenentstehung beschreiben, sieht man hier, nur daß es keinen Schutt, sondern nur Schotter, Sande, Lehme und Tone gibt, in die sich die Gerinne eingraben. Das schmale Einzugsgebiet kann nicht viel Wasser liefern und um 200 m Abstand von den Hügelrücken sind bei einer Nie-

derschlagsmenge von 900 mm nötig, um überhaupt ein etwas leistungsfähiges Gerinne entstehen zu lassen. Bei den Tobeln mit ihrer tiefen Basis, bis zu der oft mehrere Wasserhorizonte angefahren werden, liegen die Bedingungen für eine Gerinnearbeit bedeutend günstiger, so daß sich einige Tobel bis knapp an die Wasserscheide heranschieben. Ein Teil der schmalen auszipfelnden und wenig in die Tiefe arbeitenden Talenden oder Talanfänge sind sicher Grenzfälle der Talentwicklung. Sie wird hier bei Breiten von wenigen hundert Metern eben gerade möglich.

Als sich im Oststeirischen Hügelland verfolgbare Oberflächenformen auszubilden begannen, entstanden zunächst wohl W-O- und N-S-Täler und erst später setzte eine mehr SO gerichtete Talentwicklung ein, die ein Süd- und Ostdrängen der Täler bewirkte und zu Asymmetrien führte. Alle jüngsten Zerschneidungen der Riedel und Terrassen werden stärker von der rückschreitenden Erosion von den Talböden und Terrassenrändern her bestimmt als von den kleinen neuen Wasserfäden, die sich von oben auf breiten Riedeln abwärts ziehen. Überall spielt da die Bodenschicht, vielfach die oberste Bodenkrume, eine wichtige Rolle. So besteht in den Lehmen eine bedeutend größere Neigung zu fein verästelten Gerinnen als in den Schottern, wo sich größere Tobel anlegen und von unten, von den Quellaustritten, die Kerben zurückwandern. Dort, wo sich die steilen Kerben von unten und die wenig tiefen Einrisse von oben treffen, gibt es beachtliche Neigungswechsel, und ein Teil der auffälligen Tobelsprünge, die G. STRATIL-SAUER (1931) beschrieb, sind auch solche Stellen.

Dieser Einfluß von oben und unten besteht nicht nur im niedrigen Hügelland, sondern auch noch im Hochgebirge mit seinen streng vorgezeichneten und zwischen hohen Kämmen eingebetteten und fest fixierten Tälern. Im oberen Ennstal liegt nördlich von Schladming, 350 bis 450 m über dem heutigen Ennstalboden, die stark mit Schottern über- und verbaute Terrasse der Ramsau. Sie ist alles eher als einheitlich und steht durch die kleinen Gewässer, die die Dachsteinsüdflanke herabeilen, am Beginn einer eigenartigen Zerschneidung. Legt man vom Rohrmooosniveau südlich der Enns in 1100 bis 1200 m Höhe eine Linie über die Enns zur Nordumrahmung der Ramsau, so erhält man eine 5 bis 6 km weite Fläche gegenüber einer heutigen Talsohlenbreite von 0,5 bis 1,1 km zwischen Schladming und Haus. Von dieser Fläche entfallen $\frac{3}{4}$ bis $\frac{4}{5}$ auf das Gebiet der Ramsau, das sich in die Ramsauleiten, Vorberg und die engere Ramsau knapp unter den Dachsteinwänden und -steilhängen gliedert. In die Ramsau kommen zwischen Durchat im Westen und Hirzegg im Osten (12 km) sieben 2 bis 3 km lange Gerinne in N-S-Richtung herab, von denen nur eines, der Karlbach, die ganze Breite des „Ramsauplateaus“ quert. Die Gerinne östlich vom Karlbach sammeln sich alle zum Ramsaubach und nehmen in einer Mulde vor dem Kulmburg (1245 bis 1282 m) und einem Einschnitt vor dem Sattelberg (1253 m) den Weg nach Osten. Im Westen fließt der Schildlehnbach zur kalten Mandling. Diese W-O ziehende Schildlehn-Ramsaubachfurche ist noch nicht einheitlich, da der Karlbachschwemmkegel die beiden Gewässer trennt und seine Wasser direkt N-S zur Enns schickt. Eine kleine Abwinkelung des Karlbaches an der Spitze seines 1350 m hohen Schwemmkegels würde ihn entweder nach Osten oder Westen einbinden und die Furchenentwässerung verstärken. Durch diese Furche kam es zur Abtrennung des Rotteswaldes (1563 m), Kulm- und Sattelberges (1253 m) vom nördlichen Hintergehänge, der

Karlbach seinerseits sorgte für eine Unterbrechung zwischen Rotteswald und Kulmberg. Zwischen Kulm- und Sattelberg droht von Süden durch eine kleine Wasserader, die 2,5 km östlich von Schladming in die Enns mündet, eine Anzapfung des Ramsaubaches: unter dem Lindlhof sind Quellstränge des Moser-Lindlhofbaches nur mehr 800 m vom Ramsaubach entfernt. Da der N—S verlaufende Karl-Grißbach von Westen her, nördlich vom Halserberg (1338 m), einen Quellast hat und der Ramsau-Weißbach in der Vorderen Ramsau von der Ost- in die Südrichtung umbiegt (ohne allerdings die Enns zu erreichen, da er nochmals nach Osten umschwenkt und erst bei Weißbach mündet), so erhält man W—O, dann N—S und wieder W—O gerichtete Talläufe, deren Anordnung sich von einem Talgitter nur wenig unterscheidet (Zeichnung 6). Diese Talgitteranordnung ist ziemlich unabhängig vom Gestein, da sich die ersten Anlagen ja auf Schwemm- und Schuttkegeln ausbildeten und erst nach Durchnagung dieser Massen der Einfluß des Untergrundes zur Geltung kommen konnte. Es herrscht hier ein Kampf zwischen einer W—O längstalparallelen Entwicklung und einer N—S Quer- und Kerbtalbildung. Die ersten Anfänge gingen hier vielleicht ähnlich wie auf den heute tieferen Terrassen- und Schwemmkegelfeldern von den seitlichen Randmulden und Randfurchen zwischen den einstigen Schwemmkegeln und dem Bergegehänge aus. Die W—O-Entwicklung trennt Vorberge und Terrassen vom höheren Hintergehänge ab und schafft je nach deren Breiten- und Höhenentfaltung entweder langgestreckte Plateaus, Rücken und Kämme; die Quertalbildung trachtet dagegen diese Rücken und Kämme zu unterteilen. Als Ergebnisse treten einem die verschieden langen, breiten und hohen Mitterberge entgegen. Hier im Gebiet zwischen Mandling und Haus entwickelten sich Rotteswald (1563 m), Kulm- (1282 m), Sattel- (1253 m) und Rössingberg (1346 m) zu einer nördlichen Mitterbergzone, und im Gebiet Ramsauleiten–Birnberg–Weißbach beginnt von Osten her zwischen Enns und Weißbach, vor allem östlich Birnberg, ein neuer Mitterberggrücken sich auszubilden, der nach der Enns hin 100 bis 150 m, nach dem Weißbach im Norden um 80 m relative Höhe mißt.

Ein noch bedeutend eindrucksvolleres Talgitter, zum Teil schon mit Talwasserscheiden und einer Hauptentwässerung von W nach O, sieht man in den Gailtaler Alpen zwischen Drau- und Gailfurche entstehen, wo ein zwischen über 2000 m hohen Kämmen eingebettetes, altes Niveau in 900 bis 1000 m Höhe als Folge der jüngsten Hebung nun Zerlegung und Veränderung erfährt. Das 900 bis 1000 m Niveau der Gailtaler Alpen – es sei nach dem Weißensee genannt – gehört einem in Kärnten sehr verbreiteten Hauptniveau an, dessen Reste wie weithin guterhaltene Teile man heute zwischen 800 bis 1200 m antrifft. Vor der letzten Hebungsphase bildete dieses Niveau die allgemeine Erosionsbasis. Es gab damals in Kärnten weder eine Ossiachersee-, Wörthersee- und Drautal/Rosentalfurche, noch auffällige Berge und Mittelgebirgszüge im engeren Klagenfurter Becken, sondern höchstens niedere Rücken und Kuppen. In Oberkärnten waren damals Iselsberg (1204 m), Gailberg (982 m) und Kreuzberg (1077 m) keine 300 bis 500 m hohen Pässe, die Möll- und Drautal und Drau- und Gailtal trennten, sondern im besten Fall niedrige Schwellen. Und von dem heute fast 1200 m hohen Talboden bei Mallnitz führte noch keine 500 m hohe Stufe in das Mölltal hinab. Zu dieser Zeit unterschieden sich Drautal-, Gailtal- und Weißenseefurche in der Höhenlage nur wenig, während heute der Weißensee mit 930 m Spiegel-

höhe mehr als 300 m über dem Drautal liegt. Außer der Weißenseefurche zieht 3 bis 4 km südlich in rund 1000 bis 1200 m Höhe ein weiterer, allerdings unterbrochener Talzug W-O, nämlich der der Fischeralp und des Farchtnersees. Zehn bis fünfzehn Kilometer weiter östlich und 4 bis 5 km südlich trifft man im Bleiberg-Kreuthal um 900 m Höhe auf eine alte W-O-Furche. Heute entwässert der östliche Teil des Bleibergtales durch den Weißenbach nach Gummern zur Drau, der westliche Teil durch den Nötschbach in das Gailtal. Der Weißensee läßt sein Wasser durch den Stockenboigraben zur Drau bei Feistritz abfließen. Aber es ist denkbar, daß der Tiefe Graben, der östlich von Greifenburg zur Drau führt und der bei dem Kreuzwirt nur mehr 1500 m vom flachen westlichen Seende entfernt ist, dort einmal eine Anzapfung verursacht. Nach einem solchen Ereignis müßte sich in der Weißenseefurche ebenfalls eine flache Talwasserscheide ausbilden. Die Farchtnerseefurche entwässert nicht einheitlich. So schuf sich der Tscherniheimbach zwischen Laka (1851 m) im Westen und Zlan Nock (1487 m) im Osten eine Kerbe und führt bis zum Bodenschwemmkegel im Osten die Wasser zum Weißenbach. Östlich davon liegt der Einzugsbereich des Kreuzenbaches, der vor Kellerberg die Drau erreicht. Eine alte W-O-Furche wurde hier zum Weißenbach und weiter im Osten direkt zur Drau nach Norden angezapft. Einen Kilometer nördlich vom Farchtnersee (989 m) liegt in 1131 m eine nicht mehr benützte Furche nach Norden. Diese Durchbrüche und Sättel zerlegten den Laka-Zlannock-Wiederschwungzug in seine drei Abschnitte. Weiter im Osten folgt der Oberlauf des Herzogbaches einer alten S-N-Furche, und einst floß der Kreuzenbach da nach Norden in das Drautal. Anzapfung von etwas weiter im Osten schuf erst die stark eingekerbte und abgewinkelte Laufverlegung. Eine W-O-Talung in 800 bis 700 m, die heute teils nach Westen, teils nach Osten entwässert, trennt den Kellerberg (1147 m) vom Bleiberg (Erzberg 1558 bis 1423 m) ab (Zeichnung 7).

Wieder ergibt sich durch die Parallelführung von W-O-Talungen und ihre Anzapfungen, die diesmal nach Norden in das Drautal (500 bis 800 m) erfolgten, ein Talgitter, wo allerdings die Berge dazwischen nicht mehr nur bescheidene Mitterberge sind, sondern einerseits schon die Funktion von wichtigeren Kämmen haben, aber andererseits auch noch nicht den höchsten Kammniveau angehören. So stellen diese Berge ein Mittelglied zwischen den niedrigen, aus Terrassen herausgeschnittenen Mitterbergen und den höchsten Kämmen dar. Eine solche Talanordnung von parallelen Kämmen und Talfurchen findet man auch im Süden der Gailtaler Alpen, in den Karnischen Alpen, aber auch im Nordosten in den Gurktaler Alpen. Man gewinnt aus den Vergleichen der Talanordnungen und ihren Homologien den Eindruck, daß die Kamm- und Talbildung, wie sie sich heute in den tiefsten Stockwerken einstellt, schon zur Zeit einer frühen Vorgängeroberfläche herrschte, als eben seine ersten Rücken und Kämmen vorgelagerte und gehobene Fußzone im Sinne einer Mitterberg- und Längsfurchenbildung zerlegt wurde. An kleinen Biegungen setzte die Längsfurchenentstehung gerne an, was wieder dazu führte, daß nicht allzulange Kämmе und Mitterberge, wie zu lange parallele, einheitlich entwässerte Talfurchen sich entwickelten. Diese Tendenz immer weiter nach der Tiefe fortgesetzt, ergibt die eben geschilderten, abgewinkelten, staffelig sich anordnenden Talläufe und Talgitter. Während auf dem ersten Stockwerk über der heutigen Haupttalsohle die Entwicklung noch intensivst weitergeht, bezeugen die älteren oberen Stockwerke diesen einstigen Gang durch gestaffelte Kammanordnung und Lücken zwischen den Kämmen und Gipfeln.

Im Vergleich zu den gitterförmigen Talanordnungen sind die fächerförmig zusammen- oder radial auseinanderstrebenden Talanlagen ab eines etwas größeren Ausmaßes in den östlichen Ostalpen verhältnismäßig selten. So beschränken sich die schönen radialen Anlagen meist nur auf kleine zentrale Teile der Berggruppen. Etwas größer ist dieses radiale Netz in den zentralen Ötztälern, der Venediger- und Kreuzeckgruppe. Die Bildung von Talfächern, die zentripetale Talanordnung setzt Biegungen im Hauptkamm voraus. Solche Biegungen trifft man am Übergang von den Hohen zu den Niederen Tauern und weiter im Osten der Niederen Tauern. Deshalb hat man im Lungau und in den Rottenmanner Tauern zwischen Hohenwart (2361 m) und Gr. Bösenstein (2449 m) Ansätze zu zentripetalen Talanordnungen vor sich. Im etwas kleineren Ausmaß sieht man in den Seckauer Tauern, wo SW-NO gerichtete Kammstücke und N-S verlaufende auftreten, zwischen Gr. Schober (1895 m) und Hochreichart (2416 m) einen schönen Talfächer. Dieser Quellfächer der Liesing hat ein Ausmaß von 5 bis 7 km Tiefe vom Fächerknauf bis zum Kamm, 10 km Sehnenlänge und 16 km Kammlänge. Drei Täler, 14 Tälchen und 29 größere Rinnensysteme kommen da herab, die einem Gebiet von 42 km² eine Taldichte von 0,65 bis 1,1 geben (Zeichnung 8). Die Abmessungen des Pusterwaldtalfächers zwischen Hohenwart und Zinkenkogel mit 15 bis 20 km Tiefe, 15 km Sehnedurchmesser und 45 km Kammlänge sind größer, aber die Taldichte hält sich ebenfalls zwischen 0,6 bis 1,1, je nachdem wie die Unterscheidung zwischen Nebentälchen und Großrinnensysteme ausfällt. Berücksichtigt man bei der Errechnung der Taldichte nur die drei Haupttäler des Fächers, das Bretstein-, Pusterwald- und Aual, ergibt sich eine Taldichte von 0,3. Es fällt auf, daß zwischen der Taldichte im Fächerknauf und der Umrahmung kein wesentlicher Unterschied herrscht. Damit sich aber ein solches Ergebnis einstellt, ist vom Fächerknauf aus gesehen der Einzug von zahlreichen kleinen Tälchen im Bereich der Umrahmung nötig, oder umgekehrt bei Sicht von der Umrahmung nach dem Fächerknauf ein Ausfall von Tälchen. Eine einfache Rechnung zeigt, daß bei einem Talvereinigungswinkel von 30°, 45° und 60° in einem Halbkreis mit dem Radius eins eine Taldichte von 4,45, 3,18 und 2,54 herrscht und bei Radius zehn eine solche von 0,45, 0,31 und 0,25. Um auch bei Radien von zwei bis zehn die gleiche Taldichte zu erhalten, ist zu den sieben, fünf und vier Tälern bei Radius eins mit Zunahme der Kreisbogenlängen ein Einzug von weiteren Tälern nötig, und zwar bei Talvereinigungswinkel von 30° pro Radiuseinheit von je 14 zusätzlichen Talstrecken, bei Winkel 45° von je 10 und bei Winkel 60° von je 8. Das heißt aber, daß die Taleinheiten von Radius eins bei Winkel 30° bis Radius zehn von 7 auf 700 steigen, bei Winkel 45° von 5 auf 500 und bei Winkel 60° von 4 auf 400. Diese so hohen Zahlen für neue Täler und Gerinne, die nötig sind, um bei wachsendem Radius eine gleiche Taldichte zu bewahren, enthalten schon in sich die Tatsache, daß auf etwas längere Entfernungen – und diese längeren Entfernungen sind schon solche von einigen Kilometern – ein regelmäßiger Ausfall von kleinen Tälern sich ereignen muß, da ja jede kleinste Abwinkelung zu einem Zusammenlauf führt. Dort, wo es viele engständige, kurze verhältnismäßig steile Täler gibt, ist auch ein zu hohes Alter eines solchen Systems nicht sehr wahrscheinlich. Unabhängig davon bleiben sich jedoch die Abstände der größeren Täler, gleichgültig ob man sich im Hügelland, Mittel- oder Hochgebirge befindet, recht ähnlich, und bei Talabständen von einigen Kilometern

kann die Entwicklung von Hügelwellen bis zum Hochgebirgskamm ohne Ausfall oder ohne Einzug von größeren Tälern vor sich gehen. Die aber doch recht ähnliche Taldichte am Anfang und Ende vieler Talsysteme belegt dagegen, daß Einziehen und Vergehen der kleineren Tälchen nach einem System erfolgt. Die immer wiederkehrende hohe Taldichte in Gebieten der kleinsten Quelltälichen, gleich ob diese nun im Hügelland mit nur 100 m relativen Höhen oder im Hochgebirge zwischen 2000 bis 3000 m Höhe in Form von engständigen und zerschlitzten Karmulden auftritt, und die ähnlich hohe Taldichte in den engen Fächerknäufen der Talvereinigungen, drängen gleichsam dazu, in diesen Entwicklungen rhythmische Erscheinungen und eine große Regel zu sehen, eine Regel, die allerdings durch die lokale Tektonik, das Schichtstreichen, die Kluftanordnungen und die Ausbildung von Quellhorizonten vielfachst Abwandlungen erfährt.

Summary

When analysing the features of dissection in the foot hills of the Friaulian plain, the Grazer Bay and the Klagenfurter Basin a reduction of the drainage pattern on the large fans can be stated which is due to the exhaustion of small streamlets on the gravel plains and the development of marginal channels, isolating the fan gravel platforms and thus turning them into fortresses of erosion. To these little dissected plains contrast the forelands below the spring line traversed by many streams, respectively loam covered terraces, dissected by ravines and ditches cutting headward at many sides. But tests applied have demonstrated that a former close drainage system can not be extended too far upwards from well lines or terrace edges as even slight stream deflections cause a struggle for the drainage area or the confluence of streams. Processes inducing the development of marginal channels even in the mountains cut out residual hills from higher terraces. This way parallel valley sets occur which when being interrupted by transverse valleys create a trellis patterned drainage. Proceeding from observations, today obtained on low terraces and foreland plains and assuming the occurrence of similar processes even at the beginning of uplifts then a number of valley pattern designs, incised deeply indeed, represent nothing but the continuation of this first development.

Résumé

Une analyse des formes de dissection dans l'avant pays alpin de la plaine du Frioul, dans le bassin de Graz et dans le bassin de Klagenfurt montre, sur les grands cônes alluviaux, un appauvrissement en vallées, qui se réalise par le tarissement des petits cours d'eau sur les surfaces de cailloutis et par la formation de sillons latéraux, qui isolent les cônes et plateformes de cailloutis, et en font des bastions d'érosion. A ces surfaces peu disséquées s'opposent les avant-pays, au dessous des lignes de sources, parcourus par de nombreux cours d'eau, c'est-à-dire des terrasses, qui portent une couverture de lehm et qui sont réduites par des ravins et fossés qui reculent (érosion régressive) de plusieurs côtés. Mais un inventaire indique qu'un réseau hydragraphique précoce, serré, ne se prolonge pas, à partir des niveaux des sources ou des bords de terrasses, trop loin vers l'amont, parceque déjà de faibles changements de la direction des rigoles con-

duisent à un combat pour l'aire d'alimentation ou à une réunion de rigoles. Des processus qui provoquent aussi en montagne la formation de sillons latéraux transforment les plus hautes terrasses en hauteurs médianes. Mais ainsi naissent des vallées parallèles, qui si elles sont interrompues par des vallées transversales, créent un réseau hydrographique en forme de grille. Si on sort des observations qu'on acquiert aujourd' hui sur les basses terrasses et les surfaces d'avant pays et si on accepte qu'au début des soulèvements aussi, des processus semblables eurent lieu, alors nombre de dispositions en grille de vallées, aujourd' hui bien entendu profondément encaissées, ne représentent rien d'autre qu'un prolongement de ce développement premier.

Literaturverzeichnis

- CANAVAL, R.: Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. *Carinthia* II, **92**, 116–140, Klagenfurt, 1902.
- CLAR, E.: Zur Kenntnis des Tertiärs im Untergrund von Graz. *Verhandl. d. geolog. Bundesanst. Wien*, 1927.
- DAVIS, M. W., und RÜHL, A.: Die erklärende Beschreibung der Landformen, Leipzig und Berlin, 1912.
- FISCHER, R., und FLÜGEL, H.: Die Grundwasserverhältnisse von Fernitz südlich von Graz. *Beiträge zu einer Hydrologie Steiermarks* 4, 26–30, Graz, 1954.
- GÖTZINGER, G.: Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. *Geogr. Abh.* 9, 1–174, Leipzig und Berlin, 1907.
- HERITSCH, F.: Die glazialen Terrassen des Drautales. *Carinthia* II, **95**, 127–136, Klagenfurt, 1905.
- HERITSCH, F.: Glaziale Studien im Vellachtale. *Mittl. Geogr. Ges. Wien* 49, 417–435, 1906.
- HÖFER, H.: Das Ostende des diluvialen Draugletschers in Kärnten. *Jahrb. d. Geolog. Reichsanst., Wien*, 44, 533–546, 1894.
- JAGGAR, TH. AUG.: Experiments illustrating Erosion and Sedimentation. *Bull. Museum of Compar. Zool.* 49, *Geolog. Series VIII*, Cambridge, Mass., 1908.
- KAHLER, F.: Karawankenstudien II, Die Herkunft des Sediments der Tertiärablagerungen am Karawanken-Nordrand. *Zentralblatt f. Mineralogie, Abt. B*, 230–250, 1929.
- KAUFMANN, H.: Rhythmische Phänomene der Erdoberfläche. 65–79, Braunschweig, 1929.
- KIESLINGER, A.: Karawankenstudien I, Tektonik in den östlichen Karawanken. *Zentralbl. f. Mineralogie, Abt. B*, 201–229, 1929.
- KJERULF, TH.: Geologie des südlichen und mittleren Norwegen. Ein Stück Geographie in Norwegen. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin* 14, 129–149, Berlin, 1879.
- KREBS, N.: Talnetzstudien. *Sitzber. d. Preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Klasse VI*, 3–23, Berlin, 1937.
- KREBS, N.: Beiträge zur Orographie der Hohen Tauern. *Mittl. Geogr. Ges. Wien* 90, 20–39, 1948.
- LEHMANN, O.: Die Talbildung durch Schuttgerinne. *Festband f. A. Penck*, 38–65, Stuttgart, 1918.
- MORAWETZ, S.: Zerschneidungstypen und die Frage der Mitterberge. *Festschrift z. 100-Jahrfeier d. Geogr. Ges. Wien 1856–1956*. 114–129, Wien, 1957.
- MORAWETZ, S.: Die Tobel östlich von Graz. *Mittl. Geogr. Ges. Wien* 99, 194–198, 1957.
- OBST, E.: Der östliche Abschnitt der großen ostafrikanischen Störungszone. *Mittl. Geogr. Ges. Hamburg* 27, 1913.
- PANZER, W.: Talrichtung und Gesteinsklüfte. *Pet. Mittl.* 69, 153–157, Gotha, 1923.
- PENCK, A.: Die Alpen im Eiszeitalter. III, 1088–1089, Leipzig, 1909.
- PILLEWIZER, W.: Tektonik und Talverlauf im Kristallgebiet der Raabklamm. *Zeitschrift für Geomorphologie* 10, 69–86, Leipzig, 1936.
- PHILIPPSON, A.: Grundzüge der Allgemeinen Geographie II, Geomorphologie 2. Hälfte, 163–192, Leipzig, 1924.
- SCHMIDT, W. F.: Die Steppenschluchten Südrußlands. *Erdkunde, Archiv f. wiss. Geogr.* 2, 213–229, Bonn, 1948.

- SÖLCH, J.: Ungleichseitige Flußgebiete und Talquerschnitte. *Pet. Mittl.* **64**, 203, 252–255, Gotha, 1918.
- SÖLCH, J.: Die Windischen Bühel. *Mittl. Geogr. Ges. Wien* **62**, 220–226, 241–254, 1919.
- SÖLCH, J.: Das Grazer Hügelland. *Sitzber. d. Akad. Wiss. Wien* **130**, 1921/22.
- SRBIK, R. v.: Glazialgeologie der Kärntner Karawanken. *Neues Jahrb. f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie*, Sonderband III, 201–209, Stuttgart, 1941.
- STRATIL-SAUER, G.: Die Tilke. *Zeitschr. f. Geomorphologie* **6**, 255–286, Leipzig, 1931.
- TROLL, C.: Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Deutschen Alpen. *Forsch. z. Deutschen Landesk.* **24**, H. 4, 161–251, Stuttgart, 1926.
- WIESBÖCK, T.: Die Terrassen des unteren Murtales. *Mittl. Geogr. Ges. Wien* **86**, 225–227, 1943.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: Ergebnisse und Probleme der quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpensaum außerhalb der Vereisungsgebiete. *Österr. Akad. d. Wiss. Math.-Naturwiss. Kl., Denkschriften* **110**, 1–180, 1955.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: *Geologisches Kräftespiel und Landformung*, 822, Wien, 1957.

Etude granulométrique et roentgenscopique des quelques sédiments littoraux de Long Island, N.Y.

par

ROGER H. CHARLIER¹⁾ & SHELDON M. ATLAS²⁾

Avec 2 cartes et 6 figures sur tables

Du point de vue stratigraphique, Long Island se caractérise par la surimposition directe de dépôts relativement récents sur le Précambrien cristallin. L'île est la continuation du littoral atlantique des Etats-Unis, mais elle en diffère par sa topographie. Elle a subi des immersions et des glaciations nombreuses dont nous parlerons dans une communication ultérieure. Son versant général descend du Nord vers le Sud.

Considérées sous l'angle physiographique, les rives septentrionale et méridionale offrent un aspect très différent: la rive Nord est beaucoup plus abrupte, son relief est plus accentué et il existe une différence de hauteur très appréciable entre le niveau au Sound et celui de l'intérieur immédiat. Le secteur ouest de la côte nord est fort irrégulier, il est découpé de baies profondes. Le secteur est, par ailleurs, plus régulier est caractérisé par de longues plages légèrement concaves et des langues de terre s'avancant au-delà de l'alignement général de la côte.

Ce sont ces langues de terre, ces plages larges qui constituent le point commun des plages du littoral nord et du littoral sud. Mais ces points communs aux deux littoraux ne mettent que plus en évidence des traits très dissemblables. En effet, le long de la côte méridionale, sauf pour une chaîne de dunes littorales, nous n'observons aucunement une pareille dénivellation entre la plage et l'intérieur et bien au contraire, le relief s'élève très insensiblement du niveau moyen de l'eau vers l'intérieur des terres.

Dans sa partie orientale, la côte sud suit une ligne quasi droite, coupant de ci de là un ancien promontoire, traversant une baie; dans sa partie occidentale, au delà donc de Southampton, plusieurs baies ont été soit partiellement, soit entièrement séparées de l'océan: c'est le fait de nombreuses plages-barrières qui s'étirent tout au long de la côte.

L'île a donc deux faces, différentes du point de vue topographique, physiographique et probablement géomorphologique. Le seul examen des sédiments des plages permettrait-il de les distinguer?

A cet effet nous avons étudié les distributions des dimensions des particules et des spectres de rayons X des sédiments littoraux des deux rivages de Long Island sur une distance totale de 204 Km. Ils en comptent environ 380 (Carte 1).

¹⁾ Université de Paris, Laboratoire de Géologie Marine.

²⁾ Hofstra College, Hempstead, New York.

On a fait usage de mesures statistiques pour l'examen des distributions des fréquences de dimensions des sédiments et chaque sédiment fut caractérisé en termes de mesures de dispersion, de coefficient d'asymétrie et de coefficient de convexité. L'analyse aux rayons X fut faite à l'aide d'un diffractomètre compteur Geiger Noulco.



Carte 1

D'autres études du même genre ont été poursuivies précédemment en quelques endroits isolés des Etats-Unis (HOUGH [1940], KRUMBEIN [1937, 1938] etc.).

L'intérêt des auteurs s'étant limité aux caractères des sédiments de surface, l'échantillonnage fut fait des quelques centimètres supérieurs des dépôts des plages. Les échantillons furent récoltés en enfonçant un bocal Mason dans la surface du sable; un échantillon suffisamment uniforme fut obtenu de cette manière. Afin d'assurer le caractère synoptique des échantillons, ils furent recueillis au cours d'une période de cinq mois, à l'époque pendant laquelle les variations saisonnières sont minimum.

Les échantillons recueillis furent entreposés dans des bocaux Mason. Les mesures quartiles, le coefficient de classement, la médiane et la courbe de fréquence simple, tout comme celle des fréquences cumulatives n'ont pas été reproduites dans ce rapport, puisqu'ils sont inclus dans une étude plus détaillée des sédiments côtiers de Long Island (CHARLIER [1958]).

Le Tableau 1 présente les renseignements statistiques obtenus pour chaque sédiment.

Table 1. *Size distribution measures for typical sediments*Tableau 1. *Distribution des mesures de dimension pour sédiments typiques*

Shore	No of sample	Semi-interquartile range $\frac{Q_1-Q_3}{2}$	M Mean Diameter mm	σ_ϕ Logarithmic Standard Deviation	SK_ϕ Log. Skewness	K_ϕ Logarithmic Kurtosis
Littoral	No de L'échantillon.	Moyenne semiinterquartile $\frac{Q_1-Q_3}{2}$	Diamètre moyen M (mm)	Déviation Standard Logarithmique σ_ϕ	Coefficient logarithmique d'asymétrie SK_ϕ	Coefficient logarithmique de convexité K_ϕ
North Nord	1	0.44	0.583	2.100	1.090	1.460
	2	0.27	0.820	2.144	1.081	1.327
	3	0.44	0.784	2.014	1.079	1.039
	4	0.36	0.615	1.914	0.749	1.503
	5	0.29	1.042	1.609	1.525	1.808
	6	0.37	0.840	1.962	1.164	1.484
	7	0.46	0.702	2.188	0.893	1.345
	8	0.39	0.781	2.014	0.734	1.240
	9	0.30	0.846	2.188	1.185	1.504
	10	0.39	0.907	1.953	0.780	1.430
	11	0.23	0.586	1.746	-0.707	1.200
	12	0.41	0.888	1.859	-0.911	1.419
	13	0.34	1.001	1.792	1.223	1.454
	14	0.40	0.752	1.834	0.047	1.250
	15	0.28	1.137	1.593	1.590	1.240
	16	0.29	1.867	1.735	1.170	1.650
	17	0.19	1.197	1.751	1.640	2.210
	18	0.42	0.867	1.936	0.846	1.450
	19	0.21	1.319	1.833	1.860	1.190
South Sud	20	0.04	0.235	1.385	1.021	1.836
	21	0.05	0.438	1.586	1.130	1.650
	22	0.11	0.427	1.380	0.770	1.407
	23	0.10	0.342	1.681	-0.520	1.440
	24	0.08	0.352	1.448	0.990	1.770
	25	0.08	0.339	1.490	0.640	1.410
	26	0.09	0.500	1.507	0.898	1.450
	27	0.10	0.312	1.560	0.800	1.620
	28	0.08	0.316	1.456	-0.520	1.530
	29	0.07	0.292	1.607	-0.585	1.419
	30	0.08	0.297	1.428	0.900	1.110
	31	0.07	0.277	1.498	0.760	1.340

La déviation semiinterquartile est, sauf dans un seul cas, supérieure à 0,2, pour tous les sédiments de la côte nord que nous avons étudiés; quant au diamètre moyen calculé en millimètres, il dépasse toujours $\frac{1}{2}$ mm, même dans approximativement 33 %, il est supérieur à 1 mm. Par contre, le diamètre moyen des échantillons pris au long du littoral méridional, n'atteint jamais $\frac{1}{2}$ mm et même, dans environ 50 % des échantillons examinés chevauche 0,3 mm; quant à l'écart semiinterquartile il ne dépasse jamais 0,11.

L'étude poursuivie par les auteurs a permis d'observer quelques aspects intéressants des différences existant entre les sédiments des deux littoraux de Long Island. La série d'échantillons récoltés par le département de géographie et de géologie de Hofstra College, et soumise à l'analyse granulométrique, provient du littoral méridional entre Coney Island et les plages de Southampton et du littoral septentrional de localités sises entre Flushing et un point franchement à l'est de Lloyd's Neck.

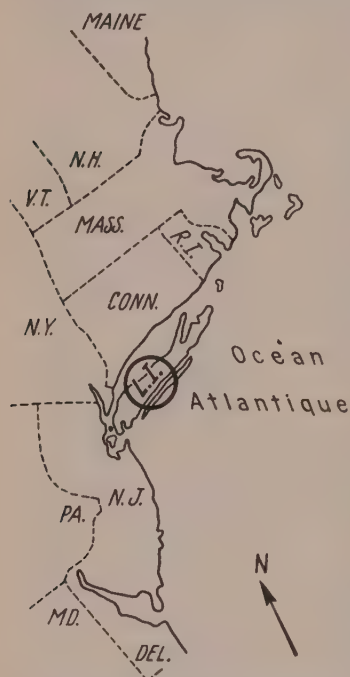
Les échantillons furent séchés dans un four Tyler, pesés et mis dans un appareil à secousses (Tyler Ro-Tap shaker) muni d'une série de tamis à mailles de plus en plus serrées. La portion de chaque échantillon retenue sur chacun des tamis successifs, fut pesée, nous donnant de la sorte une série statistique à intervalles de classe inégaux. Les poids sont exprimés en centiles.

Afin de simplifier les calculs on a fait appel à la méthode logarithmique proposée par WENWORTH (1929), où $\phi = \log_2$, le diamètre des grains étant exprimé en millimètres. On a calculé les quatre moments et à partir de ceux-ci les diverses mesures de tendances centrales. Un groupement intéressant des sédiments d'après leur origine géographique s'observe par l'examen de la moyenne semiinterquartile et de la moyenne arithmétique: ces valeurs sont toutes deux considérablement plus grandes pour les sédiments provenant du littoral Nord que pour ceux du Sud.

On a dressé deux diagrammes de corrélation sur papier semi-logarithmique. Un rapport direct fut ainsi illustré entre la déviation standard et le coefficient d'asymétrie (fig. 1) et entre la déviation standard et le coefficient de convexité (fig. 2). Cette méthode a permis de mettre en lumière le groupement des échantillons d'après leur origine géographique. Des diagrammes semblables, faisant usage de la médiane et de la déviation standard logarithmique en tant que coordonnées, cartésiennes ou de la médiane et du coefficient de convexité, fournissent des groupements similaires.

Une sélection d'échantillons fut alors soumise à l'analyse aux rayons X. Celle-ci vérifia la différence observée entre les sédiments des deux côtes. Les échantillons choisis provenaient, respectivement, de la région de Long Neck (côte nord) et de Jones Beach (côte sud). Nous reproduisons ici (fig. 3 à 5) les graphiques résultant de l'analyse.

Comme dit plus haut, les échantillons furent examinés au moyen d'un diffractomètre compteur Geiger Noulco. On fit usage de la diffraction cuivre-potassium en combinaison avec un filtre au nickel. La machine fut opérée à 40 kilovolts, 15 milliampères et le goniomètre à 1° (2θ) par minute. Les deux constantes employées furent respectivement 4×1 pour la constante d'échelle et 4 secondes pour la constante de temps.



Carte 2. Long Island: situation géographique (L. I.)

Les résultats de l'analyse indiquent que les échantillons I et II, tous deux originaires du littoral méridional sont fort semblables. L'échantillon II est presque du quartz- α pur, tandis que l'échantillon I contient une petite quantité d'impuretés non-identifiées en plus de quartz- α .

L'échantillon III diffère considérablement des deux autres: il provient du littoral nord. Il contient, tout comme ceux de la côte sud, du quartz- α mais en plus une quantité considérable d'une impureté non identifiée. Afin d'examiner la nature des autres composantes de l'échantillon III, les auteurs effectuent une analyse chimique qui n'est pas encore terminée.

Bien qu'en général des études de ce genre soient classées parmi celles de «pure recherche», leur importance est capitale, surtout pour les côtes atlantiques des Etats-Unis qui s'effritent à un rythme inquiétant. Des analyses de ce genre fournissent des renseignements de grande valeur quant à l'effet de classement des épis, la déviation des courants, les effets des courants marins et l'érosion côtière.

Remerciements

Les auteurs désirent exprimer leur gratitude pour l'aide fournie par le Dr. BENJAMIN POST de l'Institut Polytechnique de Brooklyn au cours de l'analyse aux rayons X, et soulignent le travail fait par plusieurs étudiants de la classe de 1957 de Hofstra College qui sacrifièrent une bonne partie de leur temps en récoltant et en tamisant de très nombreux échantillons.

Summary

Long Island is a coastal plain prolonging the continent. A deep channel or "Sound" was dug between the island and the continent shore of the States of New York and Connecticut. Since we are studying an island, it is perhaps appropriate to query oneself on the matter of the similarity or dissimilarity of the two shores. Topography shows a general slope from the North to the South shore and physiography brings forth some notable differences – occasionally surprising similarities – between the two shores. Is this difference between the Sound shore and the Ocean shore strictly physiographic or is there just as well a petrographic dissimilarity or perhaps only grain dimensional? From our study we gather the impression that an affirmative answer is in order. The semi-interquartile range is, but for one sample, above 0.2, for every single sediment of the North coast that we examined, and the mean diameter, computed in millimeters, is always higher than $\frac{1}{2}$ mm, even in about 33 % of the cases above 1 mm. In opposition hereto, the mean diameter for samples taken along the South coast, remains always below $\frac{1}{2}$ mm and even in about 50 % of examined specimens straddles 0.3 mm; the semi-interquartile range never goes above 0.11.

We drew correlation diagrams establishing a relationship between the standard deviation and skewness and also between standard deviation and kurtosis: a typical arrangement of the samples was observed indicating two groups of sediments: those of the North shore and those of the South shore. This petrographic separation observed according to geographical provenance is confirmed by X-ray analysis. Research of this type appears useful in connection with coastal erosion studies.

Zusammenfassung

Long Island bildet eine Küstenebene in Fortsetzung des eigentlichen Kontinents. Ein tiefer Kanal oder „Sund“ trennt die Insel von der festländischen Küste in den Staaten New York und Connecticut. Bei der Untersuchung einer Insel ist es nützlich, sich die Frage nach der Gleichheit oder Ungleichheit der Küsten an verschiedenen Seiten der Insel vorzulegen. Die Topographie zeigt eine allgemeine Abdachung von Norden nach Süden, in physisch-geographischer Hinsicht sind weitere beachtenswerte Unterschiede – gelegentlich aber auch überraschende Übereinstimmungen – zwischen Nord- und Südküste vorhanden. Ist dieser Unterschied zwischen der Sund- und der Ozean-Küste rein physiographischer Art, oder sind gleichermaßen petrographische oder vielleicht auch nur Korngrößen-Unterschiede vorhanden? Die Verfasser gewannen aus ihren Untersuchungen die Überzeugung, daß eine angenäherte Entscheidung dieser Fragen möglich ist. Für jedes untersuchte Sediment der Nordküste ist – bis auf eine Ausnahme – $\frac{Q_1 - Q_3}{2}$ größer als 0,2; der mittlere Durchmesser ist stets größer als 0,5 mm, in 33 % aller Fälle sogar größer als 1 mm. Im Gegensatz dazu ist der mittlere Durchmesser für die Sedimentproben von der Südküste stets kleiner als 0,5 mm, in etwa 50 % aller Fälle streut er um 0,3 mm; $\frac{Q_1 - Q_3}{2}$ ist niemals größer als 0,11.

Die Diagramme der Beziehungen zwischen normaler Abweichung und der gemessenen Dissymmetrie sowie zwischen normaler Abweichung und der gemessenen Abplattung lassen eine charakteristische Anordnung der Sedimentproben in zwei Gruppen erkennen: die der Nordküste und die der Südküste. Die Übereinstimmung der petrographischen mit der räumlichen Unterscheidung der Sedimente wiederholt sich auch bei der röntgenoskopischen Analyse. Untersuchungen dieser Art scheinen daher bei Untersuchungen über die Abtragung an Meeresküsten nützlich.

References

- CHARLIER, R. H.: Contribution à l'étude des littoraux septentrional et méridional de Long Island, New York. Université de Paris, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géologie Marine et Sous-Marine. 417 p. 1958.
- CHARLIER, R. H.: Séminaires de statistiques granulométriques. Université de Paris, Faculté des Sciences, Laboratoire de Géographie physique et de Géologie dynamique. 24 p. 1958.
- HOUGH, J. L.: Sediments of Buzzards Bay, Mass. Journal of Sedimentary Petrology 10, 19–32. 1940.
- HOUGH, J. L.: Sediments of Cape Cod Bay Mass. Journal of Sedimentary Petrology 12, 10–30. 1942.
- INMAN, D. L.: Areal and Seasonal Variations in Beach and Nearshore Sediments at La Jolla, Cal. Beach Erosion Board, Technical Memorandum No. 39. 1953.
- KRUMBEIN, W. C., & ABERDEEN, E.: The Sediments of Barataria Bay. Journal of Sedimentary Petrology 7, 3–17. 1937.
- KRUMBEIN, W. C., & GRIFFITHS, J. C.: Beach Environment in Little Sister Bay, Wis. Bulletin of the Geological Society of America 49, 629–652. 1938.
- SCRUTON, P. C.: Sediments of the Eastern Mississippi Delta. Journal of Sedimentary Petrology, Special Publication 3, 21–49. 1955.
- WENTWORTH, C. K.: Method of Computing Mechanical Composition Types in Sediments. Bulletin, Geological Society of America, 40, 771–790. 1929.

Recent Contributions to the Physiography of Northern Canada

by

J. BRIAN BIRD, Montreal

with 6 photos

During the last fifteen years great advances have been made in understanding the evolution of the scenery of the Canadian Northlands. Before 1945 physiographic studies in the Arctic and Subarctic were restricted to hurried observations made in brief stops at trading settlements by scientists on the annual resupply ship, or in equally brief halts during canoe (or more rarely dog-team), exploratory surveys. Few accurate maps existed, and vast areas, particularly inland away from the coast, had never been seen by Europeans. An increasing awareness by the Canadian people, and especially the federal government, of the desirability of exploring the north on a more intensive scale has enabled the physiography of the Canadian Arctic to be put on a scientific basis in the last fifteen years. It is still too early for the major problems to have been solved, but now it is at least possible to define them.

The increased use of aircraft and the construction of northern airfields have played an all important part in these developments. The use of aircraft permits field parties to start work in early May when travel by dog-team may still be possible and advantage can be taken of continuous daylight and relatively warm weather. Supplies can be flown in, if necessary, in the summer, and the personnel can fly out in September when conditions are unfavourable for further work in the field. The application of aircraft to photography and the production of maps has been of greatest importance to the geomorphologist. Accurate maps on a scale of 8 miles to the inch or greater are now available for all northern Canada. Contoured maps on larger scales (1 : 40,000; 1 : 50,000 and 1 : 250,000) are available for some of the more accessible and potentially economically valuable areas, and in the last three years a start has been made in adding contours to the 8 mile series by radar altimetry.

At the present time all the northern areas are covered by trimetrogon photography taken from 20,000 feet; within five years complete coverage by vertical photographs from 30,000 and 35,000 feet will also be available. Already much use has been made of these photographs in studying physiographic problems particularly the problems of the Pleistocene glaciation.

Geology

For a complete analysis of the physical landscape a knowledge of the geology is essential. The Geological Survey of Canada has been engaged in northern studies for over sixty years, and has made important contributions to the early inland exploration; however, geological maps of northern areas in 1945 were restricted to reconnaissance traverses and to relatively small areas along the western edge of the Canadian Shield adjacent to the Mackenzie Lowlands. After World War II surveys were resumed on a greatly increased scale but it was obvious that it would take many decades to complete even preliminary geological mapping in northern areas using conventional methods. A new approach was therefore tried. In 1952 a large party of geologists used two helicopters for aerial traverses and to make spot landings. With the aid of occasional ground traverses 57,000 square miles of geological reconnaissance was completed in southern Keewatin in one field season (C. S. LORD [1953a, 1953b]). The new method was so successful it was employed in other northern areas. As a result within the next few years geological maps, on a scale of 8 miles to one inch, should be available for all the continental barren grounds west of Hudson Bay, the Mackenzie Lowlands and for parts of northern Quebec and the arctic archipelago. The existing state of knowledge of the geology of northern Canada has been summarized in a recent Geological Survey publication (J. M. HARRISON & Y. O. FORTIER in C. H. STOCKWELL [ed., 1957]).

Development of the preglacial landscape

From the numerous physiographic reports now available, it seems that the scenic development of northern Canada may, as in many other parts of the world, be considered in three stages. The major landforms already existed by the early Pleistocene and were in most areas developed during the Tertiary when vertical movements of land and sea were extensive. The second stage occurred during the Pleistocene when the whole of northern Canada, except possibly a perimeter sector in the extreme northwest, was repeatedly glaciated, and many minor landforms and the present surficial deposits were formed. The third stage began with the withdrawal of the continental ice; minor modifications of the older landforms by the current geomorphic processes followed, but the only major changes have been in the lowlands where postglacial marine transgression has taken place.

Tertiary formations in northern Canada are restricted to small pockets of sedimentary and volcanic rocks in the northeast and poorly consolidated sands and gravels in the northwest. The Tertiary history of the landscape has, therefore, to be determined primarily from existing landforms, particularly erosion surfaces.

Upland surfaces are conspicuous features in the landscape in northern areas. Where the rocks are particularly resistant, notably in the Canadian Shield, they have been recognized for the last twenty-five years (J. B. BIRD & F. K. HARE [1956]). Early research was severely handicapped by the absence of reliable maps as most techniques for the determination of upland surfaces require accurate, closely contoured maps and, as already stated, large scale contour maps were available for a few special areas only. The contour interval of 500 feet on the new maps prepared by radar altimetry is too great for detailed analyses but

individual profiles showing variations in relief of a few feet have been used successfully in studies of upland surfaces in southern Baffin Island (J. B. BIRD, unpublished).

The main upland in the northern parts of the Canadian Shield is apparently a late mature or old age surface, found at 1,500–2,300 feet above present sea level in the lake plateau of eastern Labrador-Quebec, in eastern Mackenzie and parts of Keewatin, and in Baffin Island. Although correlation of this surface between different areas is difficult, the preservation of an upland surface with little dissection covering thousands of square miles in each district at roughly comparable heights suggests they were formed at the same time.

The relationship of this surface to others is not clear. Monadnocks are found on it in many places including the Peacock Hills in Mackenzie District, the Otish Mountains in Quebec, and the ice covered domes in the Frobisher and Cumber-



Abb. 1. The main upland surface at 2,000 feet in Southern Baffin Island

land peninsulas. The high eastern rim of the Canadian Shield reaching 7,000 feet in the Penny Highlands of Baffin Island and over 6,000 feet in Labrador, has been described as the dissected, upwarped (or upfaulted) edge of the main upland (H. C. COOKE [1929]; V. TANNER [1944]; R. P. GOLDTHWAIT [1950]; Y. O. FORTIER & R. P. MORLEY [1955]). Recent investigations in Baffin Island suggest, however, that a distinct, dissected, high-level surface is preserved at 6,000 feet in the Penny Highland. A high-level surface distinct from the main upland of northern Quebec may be preserved in the Torngat Mountains, but it is not certain as the main (2,000 feet) upland is not found on the west side of the Torngats. There is instead an exhumed trough, occupied today by the George and other rivers, which may date from Proterozoic ¹⁾ or possibly Palaeozoic eras.

In southern and central Baffin Island the main erosion surface is deeply dissected around its margins by glacial valleys. Lower erosional platforms can

¹⁾ F. K. HARE, Personal Communication.

be recognized, particularly on the west side, down to a 600-foot surface cut in relatively weak rocks. Below this altitude the widespread horizontal surfaces on the crystalline Precambrian rocks were probably all exhumed from beneath the cover of Palaeozoic limestone and shale, of which remnants survive around Foxe Basin. Evidence of a similar erosional history is preserved in eastern Mackenzie and Keewatin districts in the lower erosion surfaces around the main (Contwoyto) upland. Some of the surfaces, notably those around Bathurst Inlet, are of recent, presumably Tertiary age, whilst the broad lowland on crystalline rocks between Back River and Queen Maud Gulf (the Simpson Plain) and the coastal plain west of Hudson Bay are probably exhumed. On the latter, remnants of a higher surface that is tilted to the east are found at 800 feet near Aberdeen Lake and about 400 feet in the vicinity of Baker Lake (J. B. BIRD [1951]). In north-eastern Keewatin an upland surface at 1,400 feet is found around Wager Bay. It may be correlated with a mature upland surface at 1,200–1,600 feet in the

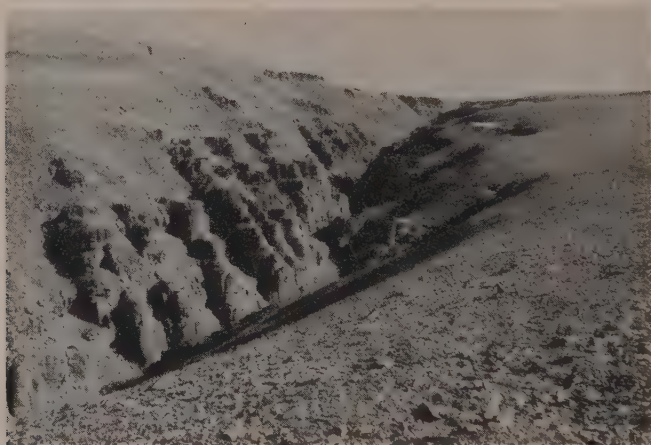


Abb. 2. Limestone valley incised into 1,200 foot upland surface. Somerset Island

northeast of Southampton Island which dips southward to 900 feet. On Southampton Island this surface was formed in post-mid Palaeozoic times for it truncates rocks of this age. Fragments of lower, and presumably later, erosion surfaces have survived on limestone in many parts of Southampton Island where exhumed pre-mid Palaeozoic surfaces have been observed (J. B. BIRD [1953a]).

In northwest Baffin Island the main 2,000-foot, upland surface terminates abruptly and is replaced by a remarkably well-preserved surface at 1,000–1,200 feet on limestone in the Brodeur Peninsula. This surface reached a late-mature or old age stage before being elevated. It is found at the same elevation across Prince Regent Inlet on Somerset Island where it is cut in both Precambrian and Palaeozoic rocks, and on the north side of Barrow Strait in west Devon Island.

In the arctic archipelago upland surfaces have been described but the significance of their distribution is not yet known. On Ellesmere Island a wide rolling surface at 700–1,000 feet is reported from the vicinity of Alert (P. GADBOIS &

C. LAVERDIÈRE [1954]). The same surface may extend westwards to Lake Hazen as a mature erosion surface with hills that reach a maximum height of 2,800 feet (R. G. BLACKADAR [1954]):

The main upland surfaces of arctic Canada are of unknown age but they are generally considered to be Cretaceous, or more probably Tertiary in age. Near Cape Dyer on Baffin Island, a positive movement of the land of at least 1,450 feet has been deduced from the preservation of Tertiary sediments (D. J. KIDD [1953]). In the northwest of the arctic archipelago unconsolidated sediments of the Beaufort Formation which are found up to at least 600 feet (E. T. TOZER [1956]) appear to have been formed at or near sea level in Tertiary or early Quaternary periods. Many of the surfaces are probably either exhumed from beneath Palaeozoic sediments (notably around Foxe Basin, Hudson Bay and Queen Maud Gulf) or in some cases from beneath rocks of Proterozoic age.

Although the upland surfaces suggest that the land was lower for long periods in the past, there is also evidence that the land was higher than at present in pre-glacial time. Shorelines of submergence are universal where there are rocky coasts. It has been shown that in northern Labrador and southern Baffin Island there are drowned cirques (J. H. MERCER [1956a]). A recent detailed map of the submarine contours of Hudson Bay suggests strongly that the floor of the bay is a submerged plain crossed by river valleys. Farther north the channels between the islands of the arctic archipelago have been described as due to subaerial erosion followed by submergence (Y. O. FORTIER & L. W. MORLEY [1955]). Similarly in the northwest in the Beaufort Sea north of the Mackenzie delta the underwater topography, particularly submerged cliffs and valleys, is best explained by subaerial erosion during a low sea level stage (A. J. CARSOLA [1954]). How much of the present submergence results from incomplete isostatic recovery in postglacial times is not known, but it is clear that in recent geological periods the sea has stood, relative to the land, both many hundreds of feet higher and lower than at present throughout the Arctic.

Pleistocene Glaciations

The first analysis of Pleistocene glaciations in northern Canada was based on observations made on the exploratory journeys of A. P. LOW & J. B. TYRRELL at the end of the nineteenth century. Because of the vast areas to be studied, the difficult field conditions, and the small numbers of investigators, there were no major advances until the application of air photographs to the problems of past glaciations. Attempts to deduce the extent and motion of the Pleistocene ice from glacial landforms that can be recognized on air photographs have been only partially successful; the main obstacle is our limited knowledge of the processes by which glacial landforms particularly eskers and drumlins are produced.

The first significant application of air photographs to research in glacial landforms was made using low level oblique photographs to study eskers north-east of Great Slave Lake (J. T. WILSON [1939, 1945]). After 1944 better photographic coverage, first trimetrogon photography taken from 20,000 feet and later vertical photographs from 30,000 feet, became available, and the research was extended. Maps have been prepared showing the drumlins, eskers, till, outwash, and other glacial landforms and deposits for all of arctic and subarctic

Canada south of M'Clure Strait and Lancaster Sound. (R. G. BLACKADAR [1958], J. B. BIRD [1953b], M. C. V. DOUGLAS & R. N. DRUMMOND [1953], M. J. DOWNIE, A. G. EVANS & J. T. WILSON [1953], H. A. LEE [1953]².) In most cases the procedure followed was to prepare ground interpretation keys for selected areas in the field and to examine the maps subsequently using the air photographs in the laboratory (F. K. HARE [1955]). With this development and the extension of field work into northern Canada, knowledge of the Pleistocene glaciation and its influence on the landscape has increased rapidly but the fundamental problems still remain to be solved.

No definite pre Wisconsin glacial deposits are known from northern Canada but the existence of pre Wisconsin glaciations in Alaska (T. N. V. KARLSTROM [1956]) and the evidence from southern Canada suggest that glacial fluctuations

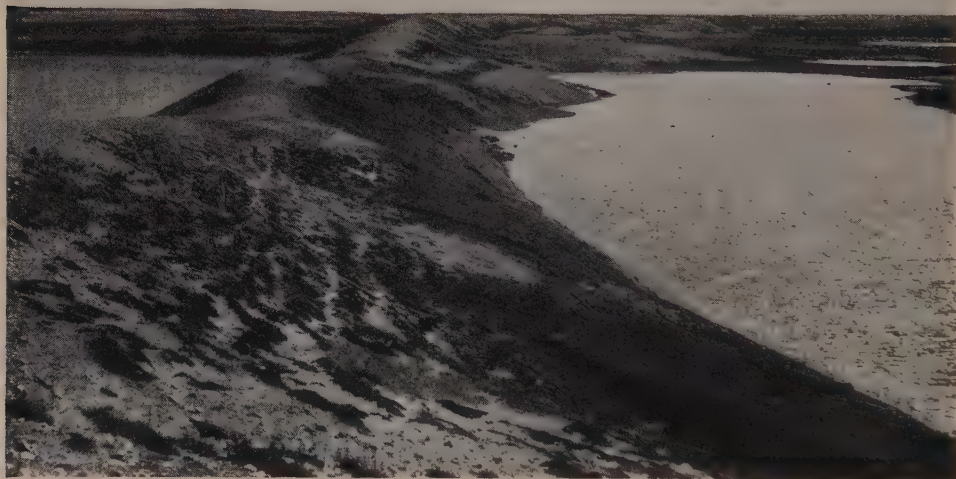


Abb. 3. One of the numerous eskers in the vicinity of Contwoyto Lake, District of Mackenzie, N. W. T.

in the Arctic were comparable to those in other parts of North America. Certain organic deposits interbedded with drift, from the Mackenzie Valley and the arctic islands are probably of pre Wisconsin age (V. PREST in C. H. STOCKWELL [ed., 1957]).

The Wisconsin glaciation in eastern North America probably began with the growth of glacier caps in the two areas where climatological and topographic conditions favour the growth of ice caps with only moderate climatic deterioration; first, on the extensive, main upland surface of Baffin Island and a little later on the same erosion surface in northern Quebec³). The Laurentide

²) The results are integrated in J. T. WILSON (1958) et al.

³) The theoretical development of the North American ice sheet has been examined by FLINT (1943). More recently detailed analyses have been made for Baffin Island and Keewatin (MERCER [1956a]; TAYLOR [1956]). Climatology and glaciology offer valuable fields for research in this aspect of the Pleistocene glaciation by inference from present day conditions (HARE [1951]; MANLEY [1955]; BAIRD [1955]; SHARP [1956]; MERCER [1956b]).

ice sheet appears to have grown rapidly by the amalgamation of many small ice caps that developed first in these areas and subsequently throughout the north. Their distribution is likely to remain unknown at present, particularly as it is uncertain whether the Hudson Bay basin was occupied by the sea at that time. Throughout the district of Keewatin and Mackenzie the oldest known set of glacial striae, and the distribution of erratics, suggest that the ice originally moved across these areas from the northeast with the highest part of the ice probably situated over Foxe Basin. The evidence for movement in other areas is confusing. As the glaciation intensified the whole of the arctic mainland became covered with ice but the exact limits of the Laurentide ice sheet are not known. In the west it overrode the Franklin Mountains on the east side of Mackenzie River and reached the Mackenzie and Richardson ranges. The ice pushed along the Arctic Coastal Plain as far as Herschel Island near the border of Alaska (H. S. BOSTOCK [1948]; J. R. MACKAY [1957]). Along the whole of the east coast of Canada the ice reached the ocean. The continental ice swept north of the mainland and covered the islands south of the M'Clure Strait—Lancaster Sound channel except possibly for part of Banks, Prince of Wales and Somerset islands. On Banks Island the evidence is confusing from the north and west of the island: this area probably escaped glaciation during the last ice advance although it may have been covered during an earlier phase (J. L. JENNESS [1952b]; T. H. MANNING [1956]; A. E. PORSILD [1955]). Southwest of Banks Island the continental ice covered the shallower parts of Beaufort Sea (A. J. CARSOLA [1954]). Prince of Wales and Somerset islands were glaciated but possibly by an independent small ice cap.

It is unlikely that the continental ice sheet crossed M'Clure Strait-Lancaster Sound although the islands in the northern part of the arctic archipelago have been more extensively glaciated than at present. The islands in the northeast were probably covered by a single large ice sheet but elsewhere independent, and often stagnant, ice caps existed on the separate islands. It is not known whether this glaciation coincided with the maximum development of the Laurentide ice to the south. It has been suggested that the ice caps were fed from an open Arctic Ocean during maximum glaciation (M. EWING & W. L. DONN [1956]) although this is not supported by the known distribution of the ice; equally possible the ice caps may have been fed from an open ocean during an interglacial farther south.

At the height of the last glaciation the Laurentide ice sheet was primarily nourished from the south and southeast and the ice divide was over southern Canada (L. HORBERG & R. C. ANDERSON [1956]). North of the divide the ice must have moved extremely slowly in a northerly direction. Field evidence suggests that the erosive ability of the ice sheet in northern Canada was insignificant in many areas. Granite tors which existed before the last glaciation around Contwoyto Lake were not destroyed by the ice. Many felsenmeere found on the plateaux, and the large granite boulder fields of the arctic plains are probably products of interglacial weathering which were barely moved by the ice sheet (J. B. BIRD [1955b]).

It has long been known that there were nunatak areas in the Wisconsin Cordilleran ice of western North America; similar but smaller ice-free areas have been suggested from the east. Nunataks present at the maximum of the Wisconsin

glaciation have been described from southern Baffin Island (J. MERCER [1956a]) but they have not been proved conclusively as the strandline evidence from which they are deduced can be explained in two alternative ways. In Labrador the highest parts of the Torngats were covered by ice at the maximum of the Wisconsin but were ice-free during subsequent stages (J. D. IVES [1957]).

Towards the end of the Wisconsin the first extensive areas in the north to become ice free (excluding the arctic archipelago) were in the west; a large part of the Mackenzie Lowland was uncovered whilst the ice sheet remained in the central and eastern areas. By this time the ice in eastern Mackenzie and western Keewatin districts was melting rapidly and was crossed by large rivers flowing in gorges on the ice. These rivers eventually cut down to the ground and when the ice sheet disintegrated eskers were left marking their former courses. In many places in the Canadian north during the last stages of deglaciation the surface slope of the ice appears to have reflected the regional slope of the land beneath it. Glacial rivers, and to a more limited extent the ice, moved downslope in the same direction, independently of earlier ice divides.

Along the arctic coast of Keewatin and Mackenzie districts the continental ice sheet for a time calved into the sea. This section of the ice sheet then disappeared relatively quickly by vertical wastage, except in the hill country of eastern Keewatin where it survived and readvanced temporarily to cover the area south of Chesterfield Inlet and along middle Back River between 4,000 and 5,000 years Before Present (R. S. TAYLOR [1956]; R. F. FLINT [1956]). It is not known why this readvance occurred but it is significant that as the ice wasted from the Queen Maud Gulf area to the north, a sea, 200 miles wide and 600–700 feet deeper than at present, was formed. This sea probably remained open longer in the fall than the modern Queen Maud Gulf and as a result the dominant northwesterly winds would bring a heavy snowfall to the remnant Keewatin ice cap. A similar increase in snowfall may explain the vigorous late-stage of the ice surviving in southern Baffin Island.

Everywhere the last stages of deglaciation were complex. In the Darnley Bay area (south of Amundsen Gulf) the ice mainly moved from the west, but at a later stage a lobe entered the bay from the northeast (J. R. MACKAY [1952]). In Labrador regional topography apparently controlled the movement of the ice which flowed outwards from the high central part of the plateau during the closing stages of deglaciation. The last surviving ice was in the centre of the peninsula rather than the higher eastern rim (E. P. WHEELER [1958]; J. D. IVES⁴) and whilst it melted marginal channels and dead-ice topography were produced (J. D. IVES [1956]). The ice finally melted in Labrador about 5,800 BP (GRAYSON in E. P. HENDERSON [1956]). If the C¹⁴ dates are confirmed the ice must have disappeared at least a thousand years before it did in Keewatin. It has not been possible to date the final stage in Baffin Island but the Barnes Ice Cap may be a survival of the Wisconsin ice (P. D. BAIRD [1955]).

Postglacial changes – the marine transgression

As land was uncovered by the waning continental ice towards the end of the Wisconsin, it was again exposed to periglacial and other geomorphic processes.

⁴) Personal Communication.

The duration of postglacial time varies from about 10,000 years in the northwest to 6,000 years or less in parts of Keewatin, northern Quebec and Baffin Island.

The most effective modification of the landscape after the ice sheet retreated, has been from the marine transgression. It has long been recognised that the broad lowland areas of northern Canada were flooded by the sea during the last stages of disintegration of the continental ice sheet. As the weight of the ice was removed the earth's crust began to recover its preglacial position and the sea retreated to its present position. Strandlines, off-shore bars, river terraces, marine sand and clay plains, and, more occasionally, erosional landforms have been left as evidence



Abb. 4. The limit of the postglacial marine transgression west of Hudson Bay. Unmodified drumlins cover the left (west) of the airphotograph. They are separated from the emerged coastal plain by elevated gravel and pebble spits. Photo R. C. A. F.

of the marine transgression. Although such features are geologically short-lived, their significance in today's landscape is so considerable that in some regional studies the upper limit of the postglacial sea has been used as a major physiographic boundary (J. L. ROBINSON [1944]). Until the last decade only isolated observations were available on the extent of flooding in the northland and the character of the subsequent emergence. Recently considerable data have been collected (J. T. WILSON [1958] et al.) and although it is still impossible to produce a detailed, overall picture, certain general features are now clear.

The broadest transgression of the sea was around Hudson Bay and Foxe Basin. West of Hudson Bay an arm of the sea extended inland over 350 miles up the Thelon River valley into eastern Mackenzie District (J. B. BIRD [1954]). The evidence in the area is confused by the presence of lacustrine strandlines, but the land has apparently subsequently emerged 400–500 feet without significant still stands. Strandlines above 500 feet in the Thelon–Dubawnt and upper Kazan basins (J. B. BIRD [1954]; H. A. LEE [1953]) were formed by proglacial lakes, the largest of which covered more than 30,000 square miles. Similarly beaches and deposits on the Back River below Macdougall Lake (R. S. TAYLOR [1956]), and around Pelly Lake, appear to have resulted from smaller proglacial lakes.

North of Hudson Bay strandlines up to at least 460 feet have been noted on the southeast side of Melville Peninsula (C. A. BURNS [1952]) and 525 feet farther north. Detailed observations have been made around Southampton Island which has emerged 590–625 feet (J. B. BIRD [1952]).

On the east side of Hudson Bay fewer observations have been made in recent years and although limited data on lower beaches have appeared, notably a description of a strongly developed beach at 300–309 feet near Port Harrison, Que. (E. H. KRANK [1948]), earlier figures of 800–900 feet for the maximum emergence have not been materially changed. These figures for emergence are the highest to have been substantiated anywhere in the Canadian Arctic. In contrast the relatively small emergence of less than 400 feet demonstrated around Wager Bay, northwest of Hudson Bay may be due to the survival, or rebirth of a small ice cap in that area at the close of the Ice Age which kept the sea out until the land had recovered an initial 100–200 feet.

Similar uncertainties about the height and number of raised marine landforms are found along the eastern coasts of the Canadian Arctic. In northern Labrador the land has emerged 205–225 feet, although here there are higher strandlines apparently formed in a glacial lake (J. D. IVES [1957]). On the south side of Frobisher Bay, Baffin Island, strandlines indicating intermittent stillstand during late and postglacial times have been reported to 912 feet, and possibly as high as 1,400 feet (S. A. WENGERD [1951]). These figures are much higher than any previously measured in the area, so a closer examination of the beaches was made in 1953 and 1954. On this occasion more than 10 strandlines were measured of which the highest is preserved at 1,425 feet. As no marine shells were found associated with the highest beaches (J. H. MERCER [1956]), it has been suggested that the highest levels may have been formed by ice-dammed lakes (W. H. WARD [1952]); Mercer has, however, argued strongly that the highland rim of Baffin Island, to the west of which lay the northern part of the east North

American ice sheet was in fact ice free during the height of the last glaciation and that the highest strandlines were formed at this time. A further survey of the strandlines of southern Baffin Island by the author in 1957 led to conclusions essentially similar to those reached by Ward. The highest marine strandlines appear to drop from 400–500 feet in the west of Foxe Peninsula to about 250 feet in the southeast of the island (J. B. BIRD, unpublished). All higher strandlines were probably formed in glacial lakes.

North of Frobisher Bay, valley glaciers have been appreciably longer during postglacial times than they are today, and have either restricted the marine transgression or have subsequently destroyed the beaches during a readvance of the ice. This apparently explains the absence of raised beaches from Pangnirtung Fiord (H. R. THOMPSON [1953]). In north Baffin Island the highest beaches recently reported have been from Admiralty Inlet where they are preserved at 420 feet; there are great variations over short distances in this area and some of the higher strandlines were probably formed in lakes. Whale skeletons have been found on beaches up to 110 feet in northwest Baffin Island (R. G. BLACKADAR [1956]).



Abb. 5. Elevated marine gravel bars on the Great Plain of Koukdjuak, 15 miles east of Foxe Basin

The marine transgression and subsequent emergence in the mountainous northern and eastern sections of Queen Elizabeth Archipelago is also complex. On the north side of Ellesmere Island the maximum height of the beaches is about 300 feet, but here it is clear that the readvance of mountain glaciers has destroyed some of the strandlines, notably at Alert Point where beaches at 200–250 feet have been partly obliterated (G. HATTERSLEY-SMITH [1955] et al.; R. G. BLACKADAR [1953]). Farther south, marine beaches with shells, up to about 250 feet, have been measured in a number of places (V. K. PREST [1952]). At Slidre Fiord the highest beach was found at 465 feet (J. C. TROELSEN [1952])

and a more recent party has collected undisturbed pleistocene marine shells at over 2,000 feet⁶). It is possible however that these shells have been washed out of shelly drift that TROELSEN had previously reported from lower elevations in the area. Elsewhere in the Queen Elizabeth Islands the majority of strandline observations are from below 200 feet. Occasional records from over 400 feet suggest however that the emergence may be of this magnitude.

Nowhere in the eastern Arctic has a serious study of the manner of emergence been made. The presence of well-developed isolated strandlines separated by considerable vertical intervals suggest that intermittent emergence was characteristic of the east whilst continuous emergence was typical of the central regions.

In the Canadian western Arctic the data are less consistent. West of the Mackenzie delta, on the Alaska-Yukon border emergence may have exceeded 500 feet. A similar figure has been obtained 100 miles east of the delta around Amundsen Gulf (J. R. MACKAY [1954]). In the vicinity of the delta the evidence is less definite. The land has emerged at least 100 feet, and possibly 200 feet but no higher strandlines have been found (J. R. MACKAY [1956b]).

If the lower Mackenzie has a similar history to the adjacent areas and was also submerged to about 500 feet, the sea must have invaded the Mackenzie valley as far as Great Slave Lake. The knowledge of water bodies in this region up to 1946, has been summarized by Raup who shows that there were a number of proglacial lakes possibly as high as 1,100 feet (H. N. RAUP [1946]). Superficial deposits, possibly associated with them, have been reported (A. A. LINDSAY [1952]) but the absence of marine shells has, however, discounted the possibility that some of these beaches may have a marine origin (H. G. RICHARDS [1950]). Recent physiographic interpretation of aerial photographs suggests that the Mackenzie Lowlands at least as far south as Great Slave Lake, and including the western edge of the Canadian Shield between Great Bear and Great Slave lakes, were occupied by a water body that connected directly with the Beaufort Sea at a time when the continental ice survived on the higher parts of the Canadian Shield to the east. Although linked to the sea, this water body must have contained so much melt water that it was essentially fresh. To the east the majority of measurements in recent years have been made by A. L. WASHBURN (1947) and J. B. BIRD (1955a and unpublished). Both suggest that at the east end of Coronation Gulf the land recovered with few pauses and little warping, emerging to a height of about 700 feet. In contrast, in the Coppermine area the highest known beaches do not exceed 330 feet (M. MARSDEN, personal communication). Farther east on the south side of Queen Maud Gulf the Simpson Plain was submerged as far as a conspicuous line, marking the northern edge of a great outwash plain, that extends east from the north end of MacAlpine Lake towards the mouth of Back River. In this area the sea apparently washed up against the continental ice in its final stages: since then the land may have emerged 600 feet.

North of the mainland, the western islands of the Canadian Arctic Archipelago experienced marine submergence similar to that on the western continental areas and emergence has probably reached 500-700 feet (A. E. PORSILD [1955]), although the latest movement may be negative in some areas (T. H. MANNING [1956]). Marine shells have been collected from 600 feet in northeast Banks

⁶) M. MARSDEN, Personal Communication.

Island, 580 feet near the Masik River (western Banks Island) and from lower levels elsewhere on the island (C. RICHARDSON [1955]). A strandline at 415 feet has been observed on Prince of Wales Island (Y. O. FORTIER [1948]) and marine shells have been found at 900 feet in the same area. On Somerset Island an early submergence, from which there are strandlines 500–600 feet above present sea level, was followed by local glaciation that destroyed some of these strandlines. A new submergence was in turn followed by an emergence of about 300 feet. Marine shells are also found on Somerset Island at about 900 feet but their significance has not been determined.

In the western Arctic large quantities of silt were deposited in the late glacial and immediate postglacial seas by rivers draining from the vanishing continental ice cap. These silts form a mantle over most flat ground close to sea level, and may occasionally be found as high as 300 feet. Because of its small grain size the silt is susceptible to the accumulation of ground-ice under the prevailing permafrost conditions and construction difficulties in silty areas are greater than elsewhere in the Arctic. In the Mackenzie Delta the silts almost certainly are very thick. The deposits are usually completely free of pebbles and coarser materials and contain layers of organic matter up to 2 feet thick (J. A. PILHAINEN & G. H. JOHNSTON [1954]).

Although the general pattern of marine transgression is known for most parts of northern Canada many problems await solution. Research in other glaciated areas, notably in northern Europe and the southern sections of glaciated North America shows that the land commonly emerged at an uneven rate with stationary intervals during which major strandlines were formed; hinge lines are recognized from many areas. This was not generally the case in northern Canada. In the western Arctic the land has apparently emerged continuously although not necessarily at a constant speed. North of Hudson Bay temporary halts during the final 100 feet of uplift have been suggested from the evidence of strandlines and river terraces. Fossil shells show that this halt coincided with a period when the sea was warmer than today (D. LAURSEN [1946]). Only in the eastern Arctic can definite strandlines be traced over considerable distances. The general rate of uplift is not yet known although radiocarbon dating should enable this to be obtained. A few determinations are already available. Wood from a raised delta 25 feet above sea level at the head of Lake Melville, Labrador was deposited 1,914 years ago (W. BLAKE [1955, 1956]). On Southampton Island shallow water marine shells from strandlines at 170 and 105 feet have been dated at $5,600 \pm 300$ and $4,120 \pm 270$ years B. P.⁵). From Igloodik, at the north of Melville Peninsula, organic material found in an early Eskimo site on a beach at 172 feet (52 m), has been dated at $3,700 \pm 150$ B. P.; and from another site on a beach at about 26 feet (8 m) 600 ± 150 B. P. Both sites were close to sea level when occupied and the formation of the latter may coincide with a deterioration in the climate (J. MELDGAARD [1955] and personal communication). To the north marine shells from a beach 125 feet above sea level on Ward Hunt Island, north of Ellesmere Island

⁵) Dates supplied for the author by the University of Saskatchewan laboratory which has numbered them S 13 and S 12. Material from a prehistoric Eskimo site on Southampton Island was recently dated at 2000 ± 230 years B. P. (H. B. COLLINS [1956]). The site is now at 80 feet above sea level and the sea probably stood 45–60 feet higher than at present when the site was occupied.

have been given an age of 6,500–7,000 years B. P. (G. HATTERSLEY-SMITH [1955] et. al.). Although these data are too restricted for conclusions as to the rate of uplift, when they are taken in conjunction with dates for the final waning of the ice, they suggest that the initial emergence must have been extremely rapid, possibly of the order 30–50 feet a century even though this period coincided with the maximum eustatic rise of sea level.

It is not known whether emergence is continuing today. Gravimetric measurements have been made on the west side of Hudson Bay and in the arctic islands (M. J. S. INNES [1948]; M. BEER [1950]). The isostatic anomalies are small, suggesting that crustal recovery may be nearly complete. Qualitative evidence for continuing uplift is found in the verbal accounts of Eskimos and white residents of land appearing above the sea during the lifetime of man on the western arctic coast, and from Hudson Bay and Hudson Strait. An examination of old charts from Cambridge Bay, Victoria Island (A. L. WASHBURN [1947]) and driftwood from James Bay supports this view (T. H. MANNING [1951]). Quantitative data are not conclusive. Analysis of the first decade of tide gauge records from Churchill showed continuing uplift of about 3 feet a century (B. GUTENBERG [1941]), but these early records may be unreliable because of the poor location of the gauge at first. More recent figures based on longer term summer averages show an emergence of 1.05 ± 0.18 metres per century (B. GUTENBERG [1954]).

On Banks Island in the western Arctic (T. H. MANNING [1953]), in the Mackenzie delta (J. R. MACKAY [1956b]) and on Coats Island in north Hudson Bay (E. S. CARPENTER, personal communication) the most recent movements may have been of submergence.

Postglacial geomorphic processes

Few attempts have been made to analyze and evaluate the various geomorphic processes operating at present in the Canadian Arctic. A general account has been prepared for the western Arctic in which the importance of mass wasting and fluvial action is stressed (J. L. JENNESS [1952a]). For other areas only specific processes have been examined. This is partly because of the prior demands for general physiographic description in the unexplored areas and partly because there were few permanent settlements from which extended observations could be made. The last problem has recently been solved with the establishment of northern weather stations, and research facilities at Churchill, Man., (Defence Research Northern Laboratory) and Schefferville, Que., (McGill Subarctic Research Station).

All of arctic Canada is underlain by permafrost and this has an important influence on the geomorphic processes. Considerable research is being done into the distribution, depth, and properties of permanently frozen ground, primarily for application to the construction of buildings, highways, and airfields by the Division of Building Research, National Research Council (J. A. PILHAINEN & G. H. JOHNSTON [1954]; R. J. E. BROWN [1956]; J. A. PILHAINEN, R. J. E. BROWN & G. H. JOHNSTON [1954]). Only one overall study of the permafrost in Canada has been published (J. L. JENNESS [1949]).

Probably the geomorphic processes most affected by permafrost are mass weathering and mass movement. In this field WASHBURN's work on soil structures is outstanding. Early results from the western Canadian Arctic (A. L. WASHBURN [1947]) have subsequently been incorporated into general accounts of problems of patterned ground (A. L. WASHBURN [1950, 1956]).

Pingos, low hills of fine, unconsolidated material generally containing an ice core, have recently attracted attention. Although pingos were first recorded 140 years ago, they were not described in detail until twenty years ago (A. E. PORSILD [1938]). Recent examination of air photographs has revealed 1,380 pingos on the east side of the Mackenzie delta some of which are 150 feet high. Nearly all of them are located in lake basins. Only a few, often poorly developed, are in the modern delta, the great majority being on the old preglacial delta around the former Mackenzie River channel that led to Liverpool Bay (J. K. FRASER [1956]; J. K. STAGER [1956]). Pingos are known east to Nicholson Peninsula and they probably exist as far east as Cape Bathurst; they are also found on Banks and Victoria islands. The origin of pingos is still in doubt but is probably related to the growth of the ice core within the surface silts (C. LAVERDIÈRE [1955] reviewing F. MÜLLER's work). Whether this is by migration of water within the silts, or is conceivably due to the action of geostatic load on buried remnants of the Pleistocene ice sheet preserved within the silts (W. C. GUSSOW [1954]) is unknown.

It is generally recognized that the problems associated with patterned ground will not be solved until detailed examination of small areas is undertaken. Observations of this type have been made on soil structures on Cornwallis Island, where there are broad stretches of soil fissures and mud circles. These features are widespread throughout the Canadian Arctic, particularly in those parts that have been submerged by the postglacial sea, and it is believed that there is a connection between the two (J. R. MACKAY [1953]). Studies in the same area have led to the adoption of a modified cryostatic hypothesis to explain mud circles, which are viewed as unfrozen debris plugs squeezed out by surrounding regolith that is freezing inwards (F. A. COOK [1956]). Seasonal changes of temperature and moisture in the surface layers of arctic soils are closely involved with the development of patterned ground and some of the first measurements of these phenomena in Canada have recently appeared (F. A. COOK [1955]; D. K. B. BECKEL [1957]). The rate at which rock surfaces shatter by frost action is also linked to diurnal and seasonal changes in ground temperature but more observations are required before quantitative results are available. Weathered rock surfaces have also been studied because of the occurrence of felsenmeere. They are particularly widespread on upland surfaces in Baffin Island and northern Labrador (J. D. IVES [1957]) where there are distinct indications that they are pre Wisconsin in age. An alternative view is that some of the felsenmeere were formed from the height of the glaciation when part of the highlands may have been nunataks (J. H. MERCER [1956a]). Broad areas of bouldery till that are preserved on upland surfaces throughout the Arctic, but especially in the barren grounds west of Hudson Bay, and which closely resemble felsenmeere may be residual deposits from interglacial periods reworked to a limited extent during the continental glaciation. Felsenmeere are not common in the lowlands except

in areas of limestone and dolomite. These rocks are widespread in northern Canada and although the geomorphic processes operating on them have attracted some attention (R. L. NICHOLS [1951]; J. B. BIRD [1953a]; J. D. CORBEL [1957]) a comprehensive investigation of periglacial limestone landscape has not yet been made.



Abb. 6. Postglacial limestone weathering. The upper blocks show chemical weathering, the lower bedded limestone is frost shattered. Somerset Island

Other forms of mass wasting have been described. Of particular significance in the destruction of rock surfaces is frost heaving. In this process ground ice slowly raises blocks of rock above the general surface, where the rock begins to disintegrate (D. H. YARDLEY [1951]). Little research has yet been done on mass movement although most of the references listed in this section include some observations on it. Rock glaciers have been reported from the northwest (H. T. U. SMITH [1951]), and everywhere solifluction is assumed to be active.

The geomorphic processes operating beneath snow and glacier ice have rarely been examined. An exception is the description of nivation hollows from northern Quebec (E. P. HENDERSON [1956]), and the studies made as part of a broader scientific programme by two expeditions from the Arctic Institute of North America. The results were primarily glaciological in character but W. R. B. BATTLE investigated temperature changes at the rock-ice contact in cirque glaciers (H. R. THOMPSON & B. H. BONNLANDER [1956]). The expeditions also made significant contributions in the field of moraine development (R. P. GOLDTHWAIT [1951]; H. R. THOMPSON [1953, 1954, 1955, 1957]). In the areas that were

glaciated by continental ice sheets, moraines are rare although an uncommon form of push moraine has been recorded from the east and west sides of the Mackenzie delta (J. R. MACKAY [1956a, 1957]). Lake and sea ice are locally active as geomorphic agents and modify shorelines (R. L. NICHOLS [1953]).

Regional Physiography

At this early stage of geomorphological research it has not yet proved possible to prepare a comprehensive account of the physiography of the Canadian Northlands based on the evolution of the scenery. Preliminary descriptive accounts based on explorer's observations and air photographs have recently appeared for the whole area (M. DUNBAR & K. GREENAWAY [1956]), and for the Queen Elizabeth Islands (A. TAYLOR [1956]). Regional physiographies have been published for areas around Hudson Bay including Southampton Island (J. B. BIRD [1953a]), the Thelon River basin (J. B. BIRD [1951]), the Hudson Bay Lowlands (D. B. COOMBS [1954]) and Foxe Basin (J. K. FRASER [1953]): and for areas in northern Mackenzie district (notably J. R. MACKAY in press). Further regional studies may be expected as a result of government or private expeditions⁷).

Progress in geomorphological research in northern Canada has clearly been rapid in the postwar period. The most obvious advances have resulted from the application of air photograph interpretation to geomorphological reconnaissance. Although this method has been applied with success further progress in most areas will have to come from field work. Even then the results for a time will be primarily on reconnaissance scales.

Future research will certainly see developments in all fields of geomorphology. Two aspects deserve immediate, increased scientific activity. Regional physiographies for all parts of the north, but particularly the Queen Elizabeth Islands, must be prepared leading eventually to a physiography of the whole north. Secondly more attention must be given to the periglacial geomorphic processes and the significant differences between them in the different parts of the arctic and between the arctic and humid, mid-latitude regions. This should lead eventually to an analysis and evaluation of the cycle of periglacial weathering (L. C. PELTIER [1950]).

Zusammenfassung

Die Kenntnis der Physiogeographie Nordkanadas war vor 1945 beschränkt auf verstreute Beobachtungen von Forschern und Reisenden. Nach diesem Zeitpunkt rief die Kanadische Regierung auf dem Wege über die Provinzregierungen ein Forschungs- und Untersuchungs-Programm ins Leben; diese Maßnahme, zusammen mit der Tätigkeit privater Organisationen wie z. B. dem Arctic Institute of North America, hat zu einem schnellen Anwachsen des Wissens geführt. Zwar sind bis jetzt erst wenige regionale Physiogeographien und noch kein zusammenfassender Bericht über die geomorphologische Forschung in der Arktis erschienen, aber nach 14 Jahren ist es jetzt doch möglich, die Hauptprobleme zu umreißen und in einigen Fällen Lösungsvorschläge zu machen.

⁷) See particularly the surveys of the Geographical Branch, Department of Mines and Technical Surveys whose activities are described by J. K. FRASER in *Arctic*, 10, 246–250, 1957.

Genaue topographische und geologische Karten sind die Grundlage aller Geomorphologie. Seit 1945 sind genaue topographische Karten im Maßstabe 8 miles to 1 inch (1 : 506 880) und in größeren Maßstäben aus Luftbildern hergestellt worden. Die Karten bestimmter Gebiete werden zur Zeit mit Höhenlinien aus der Radar-Höhenmessung versehen. Geologische Übersichtskarten werden ebenfalls schnellstens zusammengestellt, wobei man sich für weite Gebiete auf Rekognoszierungen mit Hilfe von Hubschraubern und Flugzeugen stützt.

Züge tertiärer Entwicklung sind im gegenwärtigen Landschaftsbilde in den Abtragungsflächen des „Upland“ erhalten. Eine Haupttrumpffläche, hypothetisch weiterverfolgt in manchen Teilen der Kanadischen Arktis, ist besonders schön entwickelt auf dem Kanadischen Schild im östlichen Mackenzie-Gebiet, auf Devon und Baffinland und im Nordteil der Provinz Quebec. Sie stellt offenbar ein spätes Reifestadium dar, an einigen Stellen auch eine Fastebene, 1500–2000 feet (460–600 m) hoch gelegen, mit einigen erhalten gebliebenen Monadnocks. Sie ist an den Rändern beträchtlich zerschnitten, aber in den zentralen Teilen wenig verändert. Längs des Nordostrandes des Kontinents tritt an ihre Stelle eine tief zerschnittene Rumpffläche von 5000–6000 feet (1500–1800 m) Höhe. Allem Anschein nach sind diese beiden alten Landoberflächen, zumindest in einigen Gebieten, unterschiedlichen Alters. Weitere Rumpfflächen unterhalb des 500–600-m-Niveaus (1600–2000 feet) sind ebenfalls weit verbreitet; eine der ausgedehntesten in etwa 1100 feet (350 m) Höhe, wurde in der Umgebung des Lancaster Sundes und der Barrow-Straße entdeckt, wo sie über nahezu 15 000 square miles (38 400 qkm) verfolgt werden kann. Die submarine Topographie legt die Vermutung nahe, daß es in präglazialer Zeit dort lange Perioden mit niedrigem Meeresspiegelstand gab. Ausgedehnte Ebenen, die Rumpfebenen eines heutigen Abtragungszyklus – eingeschnitten in präkambrische Kristallingesteine – zu sein scheinen, wurden rund um Hudson-Bay, Fox-Becken und südlich des Queen Maud Golfes aufgefunden. Sie werden als alte, durch Abtragung der paläozoischen Sedimentgesteine wiederaufgedeckte Landoberflächen angesehen.

Obgleich schlüssige Beweise für Prä-Wisconsin-Vereisungen in Nordkanada noch nicht gefunden wurden, ist eine mehrfache Vergletscherung äußerst wahrscheinlich. Der Laurentische Eisschild, der während der letzten großen Vereisung das nordöstliche Nordamerika bedeckte, entwickelte sich auf der beherrschenden Hochfläche (1600–2000 feet, 500–600 m) von Baffinland und Nord-Quebec. Das Inlandeis breitete sich durch Verschmelzung mit kleineren Eiskappen nach Westen und Südwesten aus, und möglicherweise war das ganze festländische Nordkanada östlich der Westkordillere von Eis bedeckt. Einige arktische Inseln südlich von M'Clure Straße – Lancaster Sund und die Queen Elizabeth-Inseln waren entweder unvergletschert oder von lokalen Eiskappen bedeckt. Es gab nur wenig Bewegung innerhalb des Inlandeises, bis zu den Schlußstadien. Die Abtragungsleistung des Eises war gering, ausgenommen längs des östlichen Randes. Das wichtigste morphologische Ergebnis war die Umlagerung von Lockersedimenten des Prä-Wisconsin zu glazialen Oberflächenformen. Die letzten Stadien des Eisrückzuges spielten sich in Keewatin, Nordquebec und auf Baffinland vor weniger als 6000 Jahren ab.

Im Postglazial wurde die bedeutendste Veränderung der Landschaft durch die marinen Transgressionen bewirkt. Das allmähliche Auftauchen des Landes

bot Strandlinien und marine Ablagerungen in unterschiedliche Höhen, im allgemeinen weniger als 300 feet (100 m) im Osten, aber 400–700 feet (120 bis 200 m) und sogar noch höher in der Mitte und im Westen. Es ist bisher noch nicht möglich gewesen, die Kippung der marinen Strandlinien näher zu verfolgen, obgleich die Kippung bewiesen worden ist für glaziale Stauseen im Mackenzie-Gebiet und in Nord-Quebec. Das Auftauchen des Landes dürfte noch immer anhalten. Andere postglaziale Veränderungen im Landschaftsbilde sind nur schwach gewesen und beschränken sich auf Massenbewegungen, Frostverwitterung und Frostsorrtierungsvorgänge.

Résumé

La connaissance de la géographie physique du Nord du Canada était restreinte avant 1945 à des observations dispersées, de chercheurs et voyageurs. Après cette époque le gouvernement canadien mit en route, au-dessus des gouvernements des provinces, un programme de recherche et d'exploration; cette politique, ainsi que l'activité d'organisations privées comme par exemple l'„Arctic Institute of North America“ a conduit à un accroissement rapide de nos connaissances. A la vérité, il n'y a jusqu'à présent, que quelques études régionales de géographie physique parues, mais pas d'étude d'ensemble sur la recherche géomorphologique dans l'Arctique; mais après 14 ans il est maintenant cependant possible de cerner les problèmes principaux et de proposer des solutions dans quelques cas.

Des cartes précises topographiques et géologiques sont la base de toute géomorphologie. Depuis 1945 des cartes topographiques précises ont été établies à l'échelle de 8 miles pour 1 inch (1 : 506 880) et à plus grande échelle à partir de photographies aériennes. Les cartes de certains territoires sont alors pourvues de courbes de niveau à partir de mesures d'altitude au radar. Des cartes d'ensemble géologiques sont de même très rapidement réunies, par suite de l'emploi d'hélicoptères planeurs pour les reconnaissances de larges territoires.

Des indications du développement au tertiaire sont conservées dans le paysage actuel dans les surfaces d'aplanissement du pays haut. Une surface d'érosion principale, reconstituée par hypothèse dans de nombreuses parties de l'Arctique canadien est particulièrement bien développée sur le bouclier canadien dans l'Est du territoire du Mackenzie, dans la Terre de Baffin et l'île Devon et dans la partie Nord de la province de Québec. Elle représente visiblement un stade de maturité avancée et aussi à d'autres endroits une surface supérieure presque plane, de 1500–2000 pieds (450–600 mètres) d'altitude, avec quelques monadnocks. Sur les bords elle est considérablement disséquée, mais dans les parties centrales peu transformée. Le long du rivage Nord Est du continent une surface d'érosion profondément disséquée de 5000–6000 pieds (1500–1800 mètres) d'altitude la remplace. Selon toute apparence ces deux vieilles hautes surfaces continentales du moins dans certaines régions sont d'âge différent. D'autres surfaces d'aplanissement au-dessus du niveau de 1500–2000 pieds (500–600 mètres) sont de même largement étendues; l'une des plus étendues, à environ 1100 pieds (350 m) d'altitude fut découverte aux environs des détroits de Lancaster et de Barrow, où elle peut être suivie sur près de 15 000 miles carrés (38 400 KM²). L'aspect de surface du fond marin laisse supposer qu'il y eut là à l'époque préglaciaire de

longues périodes de stationnement de la mer à une altitude plus basse. Des plaines étendues qui semblent être des plaines d'érosion d'un cycle d'aplanissement actuel, installé dans des roches cristallines précambriennes furent trouvées autour de la Baie d'Hudson, du bassin de Fox et au Sud du golfe de la Reine Maud. Elles sont considérées comme de vieilles hautes surfaces continentales exhumées par érosion des sédiments paléozoïques.

Quoique des preuves concluantes de glaciations pré Wisconsin dans le Nord du Canada n'aient pas encore été trouvées une glaciation en plusieurs phases est extrêmement vraisemblable. La calotte glaciaire de la Laurentia, qui couvrait pendant la dernière grande glaciation le Nord Est de l'Amérique du Nord, se développa sur la haute surface prépondérante (1500–2000 pieds, 450–600 m) de la Terre de Baffin et du Québec septentrional. L'inlandsis s'étendait vers l'OUEST et le Sud-Ouest en englobant de petites calottes de glaces et il est possible que tout le Nord du continent canadien à l'Est de la cordillère de l'Ouest ait été couvert de glace. Quelques îles arctiques au Sud des détroits de McClure, de Lancaster des îles de la Reine Elisabeth étaient soit non englacées soit couvertes de calottes locales. Il n'y eut que peu de mouvements à l'intérieur de l'inlandsis jusqu'aux derniers stades. Le pouvoir érosif de la glace fut faible, sauf le long du bord Est. Le résultat morphologique le plus important fut le remaniement de dépôts meubles du pré Wisconsin en dépôts de surface glaciaires. Les derniers stades du retrait de la glace se déroulèrent dans le Keewatin, Nord du Québec et sur la Terre de Baffin il y a un peu moins de 6000 ans.

Au post-glaciaire le changement le plus significatif du paysage fut l'oeuvre des transgressions marines. L'émersion progressive du continent souleva lignes de rivage et dépôts marins à différentes altitudes, en général un peu moins de 300 pieds (100 m) à l'Est, mais 400–700 pieds (120–200 m) et même encore plus haut, au centre et à l'Ouest. Il n'a pas encore été jusqu'à présent possible de suivre de plus près le basculement de la ligne du rivage marin, bien que le basculement ait été démontré pour les lacs de fusion glaciaire dans le territoire du Mackenzie et dans le Québec du Nord. L'émersion du continent doit encore se poursuivre. D'autres transformations post-glaciaires dans l'aspect du paysage n'ont été que faibles et se restreignent à des mouvements de masse, désagrégation par le gel et autres sortes de processus dus au froid.

References

- BAIRD, P. D.: Glaciological research in the Canadian Arctic. *Arctic* 8, No. 2, 96–108, 1955.
- BECKEL, D. K. B.: Studies on seasonal changes in the temperature gradient of the active layer of soil at Fort Churchill, Manitoba. *Arctic* 10, 151–183, 1957.
- BEER, M.: Measurements of gravity in the Canadian Arctic and Greenland. *Can. Jour. Res. Ser. A*. 28, 535–541, 1950.
- BIRD, J. B.: The Physiography of the Middle and Lower Thelon Basin. *Geog. Bull.* 1, 19–20, 1951.
- BIRD, J. B. (a): Southampton Island. *Geog. Br. Mem.* 1, 84 p., 1953.
- BIRD, J. B. (b): The Glaciation of Central Keewatin, N. W. T., Canada. *Amer. Jour. Sci.* 251, 215–230, 1953.
- BIRD, J. B.: Postglacial marine submergence in Central Arctic Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 65, 457–464, 1954.
- BIRD, J. B. (a): Postglacial emergence of land around Bathurst Inlet, N. W. T. *Can. Geog.* 6, 7–12, 1955.
- BIRD, J. B. (b): Terrain conditions in the Central Canadian Arctic. *Geog. Bull.* 7, 1–16, 1955.

- BIRD, J. B., & HARE, F. K.: Upland surfaces in eastern Canada in Eighth Rpt., Study and correlation of erosion surfaces around the Atlantic 4, 41-44, 1956.
- BLACKADAR, R. G.: Geological reconnaissance, north coast of Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Northwest Territories. Geol. Surv. Can. Pap. 53-10, 22 p., 1953.
- BLACKADAR, R. G.: Geological reconnaissance of Admiralty Inlet, Baffin Island, Arctic Archipelago, N. W. T. Geol. Surv. Can. Pap. 55-6, 25 p., 1956.
- BLACKADAR, R. G.: Patterns resulting from glacier movements north of Foxe Basin, N. W. T. Arctic, in press.
- BLAKE, W. JR. (a): Note on the dating of terraces in the Lake Melville District, Labrador. Sc. 121, 112 p., 1956.
- BLAKE, W. JR. (b): Landforms and topography of the Lake Melville area, Labrador, Newfoundland. Geog. Bull. 9, 75-100, 1956.
- BOSTOCK, H. S.: Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel. Geol. Soc. Can. Mem. 247, 106 p., 1948.
- BROWN, R. J. E.: Permafrost investigations in the Mackenzie Delta. Can. Geogr. 7, 20-26, 1956.
- BURNS, C. A.: Geological notes on localities in James Bay, Hudson Bay and Foxe Basin visited during an exploration cruise, 1949. Geol. Surv. Can. Pap. 52-25, 17 p., 1952.
- CARSOLA, A. J.: Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea. Amer. Jour. Sci. 252, 366-371, 1954.
- COLLINS, H. B.: The T1 site at Native Point, Southampton Island, N. W. T. Anthrop. Pap. Univ. Alaska 4, No. 2, 63-89, 1956.
- COOK, F. A.: Near surface soil temperature measurements at Resolute Bay, Northwest Territories. Arctic 8, 237-249, 1955.
- COOK, F. A.: Additional notes on mud circles at Resolute Bay, Northwest Territories. Can. Geogr. 8, 9-17, 1956.
- COOKE, H. C.: Studies of the physiography of the Canadian Shield, 1: Mature valleys of the Labrador Peninsula. Trans. Roy. Soc. Can. 23, Ser. 3, Sect. 4, 91-120, 1929.
- COOMBS, D. H.: The physiographic subdivisions of the Hudson Bay lowlands south of 60 degrees north. Geog. Bull. 6, 1-16, 1956.
- CORBEL, J.: Hydrologie et morphologie du nord-ouest américain. Rev. Géom. Dynamique 8, 97-112, 1957.
- CRAIG, B. G.: Pleistocene features in WRIGHT, G. M.: Geological notes on eastern district of Mackenzie, N. W. T. Geol. Surv. Can. Pap. 56-10, 23 p., 1957.
- DEAN, W. G.: The Drumlinoid landforms of the Barren Grounds, N. W. T. Can. Geogr. 3, 19-30, 1953.
- DOUGLAS, M. C. V., & DRUMMOND, R. N.: Glacial features of Ungava from air photographs. Trans. Roy. Soc. Can. 47, Ser. 3, Sect. 4, 11-16, 1953.
- DOUGLAS, M. C. V., & DRUMMOND, R. N.: Map of the physiographic regions of Ungava-Labrador. Can. Geogr. 5, 9-16, 1955.
- DOUGLAS, V. G.: Notes on localities visited on the Labrador coast in 1946 and 1947. Geol. Surv. Can. Pap. 53-1, 67 p., 1953.
- DOWNIE, M. J., EVANS, A. G., & WILSON, J. T.: Glacial features between the Mackenzie River and Hudson Bay plotted from air photographs. Bull. Amer. Geol. Soc. 64, 1413-1414 (abstract only), 1953.
- DUNBAR, M. R., & GREENAWAY, K. R.: Arctic Canada from the air. Ottawa, 541 p., 1956.
- EWING, M., & DONN, W. L.: A theory of Ice Ages. Science 123, 1061-1066, 1956.
- FLINT, R. F.: Growth of the North American ice sheet during the Wisconsin age. Bull. Amer. Geol. Soc. 54, 325-362, 1943.
- FLINT, R. F.: The Ice Age in the North American Arctic. Arctic 5, 135-152, 1952.
- FORTIER, Y. O.: Geological reconnaissance of Canadian Arctic Islands (note). Arctic 1, 67-68, 1948.
- FORTIER, Y. O., & MORLEY, L. W.: Geological unity of the Arctic Islands. Roy. Soc. Canada, Trans. 50, 3rd Ser., Can. Com. Ocean 3-12, 1956.
- FRASER, J. K.: The islands in Foxe Basin. Geog. Bull. 4, 1-31, 1953.

- FRASER, J. K.: Physiographic notes on features in the Mackenzie Delta area. *Can. Geogr.* **8**, 18-23, 1956.
- FREEMAN, T. N.: Some problems of insect biology in the Canadian Arctic. *Arctic* **5**, No. 3, 175-177, 1952.
- GADBOIS, P., & LAVERDIÈRE, C.: Esquisse géographique de la région de Floeberg Beach, nord de l'île Ellesmere. *Geog. Bull.* **6**, 17-44, 1954.
- GOLDTHWAIT, R. P.: Geomorphology in BAIRD, P. D., et al.: Baffin Island Expedition, 1950: a preliminary report. *Arctic* **3**, No. 3, 131-149, 1950.
- GOLDTHWAIT, R. P.: Development of end moraines in East Central Baffin Island. *Jour. Geol.* **59**, 567-577, 1951.
- GUSSOW, W. C.: Piercement domes in Canadian Arctic. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.* **38**, No. 10, 2225-2226, 1954.
- GUTENBERG, B.: Changes in sea level, postglacial uplift and mobility of the earth's interior. *Geol. Soc. Am. Bull.* **52**, 721-772, 1941.
- GUTENBERG, B.: Postglacial uplift in the Great Lakes region. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. A* **7**, 243-251, 1954.
- HARE, F. K.: The present day snowfall of Labrador-Ungava. *Amer. Jour. Sci.* **249**, 654-670, 1951.
- HARE, F. K.: The Labrador frontier. *Geog. Rev.* **42**, 406-407, 1952.
- HARE, F. K.: Mapping of physiography and vegetation in Labrador-Ungava. *Can. Geogr.* **5**, 17-28, 1955.
- HATTERSLEY-SMITH, G., et al.: Northern Ellesmere Island, 1953 and 1954. *Arctic* **8**, 3-36, 1955.
- HENDERSON, E. P.: Large nivation hollows near Knob Lake, Quebec. *Jour. Geol.* **64**, 607-616, 1956.
- HORBERG, L., & ANDERSON, R. C.: Bedrock topography and Pleistocene glacial lobes in central United States. *Jour. Geol.* **64**, 101-116, 1956.
- INNES, M. J. S.: Gravity anomalies in Northwestern Canada. *Can. Jour. Res.* **26**, Sect. A, 199-203, 1948.
- IVES, J. D.: Till patterns in Central Labrador. *Can. Geogr.* **8**, 25-33, 1956.
- IVES, J. D.: Glaciation of the Torngat Mountains, Northern Labrador. *Arctic* **10**, 67-87, 1957.
- JENNESS, J. L.: Permafrost in Canada. *Arctic* **2**, 13-27, 1949.
- JENNESS, J. L. (a): Erosive forces in the physiography of Western Arctic Canada. *Geog. Rev.* **42**, 238-252, 1954.
- JENNESS, J. L. (b): Problem of glaciation in the western islands of Arctic Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **63**, 939-962, 1952.
- JENNESS, J. L.: The physical geography of the waters of the western Canadian Arctic. *Geog. Bull.* **4**, 33-64, 1953.
- KARLSTROM, T. N. V.: Tentative correlation of Alaskan glacial sequences, 1956. *Science* **125**, 74, 1957.
- KIDD, D. J.: Geology in BAIRD, P. D., et al. Baffin Island Expedition 1953: A Preliminary Field Report. *Arctic* **6**, No. 4, 240-243, 1953.
- KRANK, E. H.: Geological research along the east coast of Hudson Bay. *Arctic* **1**, 66-67, 1948.
- LAURSEN, D.: Quaternary shells collected by the Fifth Thule Expedition 1921-1924. *Rpt. 5th Thule Exp.* **1**, No. 7, 59 p., 1946.
- LAVERDIÈRE, C.: L'origine des pingos. *Rev. Can. Géog.* **9**, 226, 1955.
- LEE, H. A.: Pleistocene and Recent features in LORD, C. S.: Geological notes in the Southern District of Keewatin, N. W. T. *Geol. Surv. Can. Pap.* **53-22**, 2, 1953.
- LINDSAY, A. A.: Vegetation of the ancient beaches above Great Bear and Great Slave lakes. *Ecology* **33**, 535, 1952.
- LORD, C. S. (a): Geological notes on the Southern District of Keewatin, N. W. T. *Geol. Surv. Can. Pap.* **53-22** 11 p., 1953.
- LORD, C. S. (b): Operation Keewatin, 1952, a geological reconnaissance by helicopter. *Can. Inst. Min. Met. Bull.* **224-233**, 1953.
- MACKAY, J. R.: Fissures and mud circles on Cornwallis Island, N. W. T. *Can. Geogr.* **3**, 31-38, 1953.

- MACKAY, J. R.: Glacier ice movement in the Amundsen Gulf area, N. W. T., Canada (abstract). Yearbook of the Association of Pacific Coast Geographers, 64, 1954.
- MACKAY, J. R. (a): Deformation by glacier-ice at Nicholson Peninsula, N. W. T. Canada. Arctic 9, No. 4, 218-228, 1956.
- MACKAY, J. R. (b): Mackenzie Deltas - a progress report. Can. Geogr. 7, 1-12, 1956.
- MACKAY, J. R.: Structural features formed by glacier ice at Nicholson Peninsula and Herschel Island, N. W. T., Canada. Ann. Assoc. Amer. Geog. 47, No. 2, 168-169 (abstract only), 1957.
- MACKAY, J. R.: Anderson River map area. Geog. Br. Mem. 5, in press.
- MANLEY, G.: A climatological survey of the retreat of the Laurentide ice sheet. Amer. Jour. Sci. 253, 256-273, 1955.
- MANNING, T. H.: Remarks on tide and driftwood strandlines in James Bay. Arctic 4, 122-130, 1951.
- MANNING, T. H.: Narrative of a Second Defence Research Board Expedition to Banks Island. Arctic 9, 61, 1956.
- MELDGAARD, J.: Dorset kulturen in Årbog for Jysk Arkaeologisk Selskab. 158-177, 1955.
- MERCER, J. H. (a): Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island. Bull. Geol. Soc. Amer. 67, 553-570, 1956.
- MERCER, J. H. (b): The Grinnell and Terra Nivea ice caps, Baffin Island. Jour. Glaciol. 2, 653-656, 1956.
- NICHOLS, R. L.: Geomorphological observations at Thule, Greenland and Resolute Bay, Cornwallis Island, N. W. T. Amer. Jour. Sci. 251, 268-275, 1951.
- NICHOLS, R. L.: Marine and lacustrine ice-pushed ridges. Jour. of Glaciol. 2, 172-175, 1953.
- PELTIER, L. C.: The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Ann. Ass. Amer. Geog. 40, 214-236, 1950.
- PIHLAINEN, J. A., BROWN, R. J. E., & JOHNSTON, G. H.: Soils in some areas of the Mackenzie Delta Region. Nat. Res. Council Tech. Pap. 43, 26 p., 1956.
- PIHLAINEN, J. A., & JOHNSTON, G. H.: Permafrost investigations at Aklavik. Nat. Res. Council Tech. Paper 16, 1954.
- PORSILD, A. E.: Earth mounds in unglaciated Arctic Northwestern America. Geog. Rev. 28, 46-58, 1938.
- PORSILD, A. E.: The vascular plants of the Western Canadian Archipelago. Nat. Mus. Can. Bull. 135, 226, 1955.
- PREST, V. K.: Notes on the geology of parts of Ellesmere and Devon islands, N. W. T. Geol. Surv. Can. Paper 52-32, 15, 1952.
- PREST, V. K.: Pleistocene geology and surficial deposits in STOCKWELL, C. H. (ed) Geology and economic minerals of Canada, Ottawa, 1957.
- PRESTON, R. S., PERSON, ELAINE, & DEEVEY, E. S.: Yale natural radiocarbon measurements II. Science 122, 954, 1955.
- RAUP, H. M.: Phytogeographic studies in the Athabaska-Great Slave Lake Region, II. Journ. Arnold Arboretum 27, 1-85, 1946.
- RICHARDS, H. G.: Postglacial marine submergence of Arctic North America with special reference to the Mackenzie Delta. Proc. Am. Phil. Soc. 94, 31-37, 1950.
- RICHARDSON, C.: Some notes on a trip to Banks Island. Arctic 8, 198, 1955.
- ROBINSON, L. J.: An outline of the eastern Canadian Arctic, Ottawa, 38, 1944.
- SHARP, R. P.: Glaciers in the Arctic. Arctic 9, 78-117, 1956.
- SMITH, H. T. U.: Giant glacial grooves in Northwestern Canada. Amer. Jour. Sci. 246, 503-514, 1948.
- SMITH, H. T. U.: Rock glaciers in the Norman Wells area, N. W. T., Canada. Bull. Geol. Soc. Amer. 62, 1480 (abstract), 1951.
- STAGER, J. K.: Progress report on the analysis of the characteristics and distribution of pingos east of Mackenzie River. Can. Geogr. 7, 13-20, 1956.
- TANNER, V.: Outlines of the geography, life and customs of Newfoundland-Labrador. Acta Geographica 8, Helsingfors, 826, 1944.
- TAYLOR, A.: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands. Amer. Geogr. Soc., New York, 12 vols, 1956.

- TAYLOR, R. S.: Glacial geology of North-Central Keewatin, N. W. T., Canada. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **67**, 943-956, 1956.
- THOMPSON, H. R.: Geomorphology in BAIRD, P. D., et al: Baffin Island Expedition, 1953: a preliminary field report. *Arctic* **6**, No. 4, 227-251, 1953.
- THOMPSON, H. R.: Glaciers and landforms in Cumberland Peninsula of Baffin Island. *Proc. Eastern Snow Conference* **2**, 29-34, 1954.
- THOMPSON, H. R.: A landslid moraine in Baffin Island. *Can. Geogr.* **6**, 13-16, 1955.
- THOMPSON, H. R.: The old moraines of Pangnirtung Pass, Baffin Island. *Jour. Glac.* **3**, No. 21, 42-49, 1957.
- THOMPSON, H. R., & BONNLANDER, D. H.: Temperature measurements at a cirque bergschrund in Baffin Island. Some results of W. R. B. BATTLE's work in 1953. *Jour. Glac.* **2**, No. 20, 762-769, 1956.
- TROELSEN, J. C.: Contributions to the geology of Northwest Greenland, Ellesmere Island and Axel Heiberg Island. *Medd. om Grønland* **149**, No. 7, 85, 1950.
- TROELSEN, J. C.: Geological investigations in Ellesmere Island, 1952. *Arctic* **5**, 199-210, 1952.
- TOZER, E. T.: Geological reconnaissance, Prince Patrick, Eglinton and Western Melville islands, Arctic Archipelago, N. W. T. *Geol. Surv. Can. Paper* **55-5**, 32, 1956.
- WARD, W. H.: A note on elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island. *Geog. Rev.* **42**, 651, 1952.
- WASHBURN, A. L.: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada. *Geol. Soc. Amer. Mem.* **22**, 142, 1947.
- WASHBURN, A. L.: Patterned ground. *Rev. Can. Géog.* **4**, 5-59, 1950.
- WASHBURN, A. L.: Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **67**, 823-866, 1956.
- WENGERD, S. A.: Elevated strandlines of Frobisher Bay, Baffin Island, Canadian Arctic. *Geog. Rev.* **41**, 622-637, 1951.
- WHEELER, E. P.: Pleistocene glaciation on Northern Labrador. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **69**, 343/44, 1958.
- WILSON, J. T.: Eskers north-east of Great Slave Lake. *Trans. Royal Soc. Canada* **33**, Ser. 3, Sect. 4, 119-129, 1939.
- WILSON, J. T.: Further eskers north of Great Slave Lake. *Trans. Royal Soc. Canada* **39**, Ser. 3, Sect. 4, 151-153, 1945.
- WILSON, J. T., et al.: Glacial map of Canada. Toronto, 1958.
- YARDLEY, D. H.: Frost-thrusting in the Northwest Territories. *Jour. Geol.* **59**, 65-69, 1951.

Der fremdsprachliche Facha Ausdruck in der deutschen geologischen und geomorphologischen Fachliteratur

Von

HANS WEBER, Ilmenau

Vor kurzem habe ich in einem im „Neuen Jahrbuch für Geologie und Paläontologie“ erschienenen Aufsatz auf eine ganze Reihe grammatischer und stilistischer Mängel aufmerksam gemacht, mit denen zahlreiche geo- und morphologische Publikationen behaftet sind. Die seit Jahrzehnten schwindende Vertrautheit mit den alten Sprachen hat sich jedoch nicht nur auf das Deutsch, sondern vor allem und in erster Linie auf die Bildung und den Gebrauch der Fremdwörter ausgewirkt. Mit der folgenden kritischen Zusammenstellung hoffe ich, ein gesteigertes Interesse der Autoren auch für diese Seite der sprachlichen Gestaltung zu erwecken. Nicht in den Kreis der Betrachtung einbezogen wurden die Fremdnamen der Paläontologie. Auf einzelne, in der Literatur bereits erörterte und klargestellte Fälle (KEILHACK [1929], WOLFF [1954], HÖLDER [1955], RICHTER [1955]) brauchte nur teilweise nochmals eingegangen zu werden.

Mehrfach haben sich als Termini fehlerhafte Wortbildungen eingebürgert. In der Morphologie und Paläontologie wird das Verb *skulptieren* oft gebraucht. Es steht auch im DUDEN. Trotzdem ist es falsch. Abgeleitet ist es vom lateinischen *sculpere* (3. Konjugation), und zwar von dessen Supinum *sculptum*. Nun ist es aber üblich, vom Infinitivstamm abzuleiten. Wir sagen z. B. dividieren, konstruieren, abstrahieren und erodieren (nicht divisieren, konstruktieren, abstraktieren und erodieren). Es muß also heißen: skulpiieren. Nur gelegentlich trifft man die richtige Form an, so bei MARTIN SCHMIDT (1928) und bei WENGER (1957). Ab und zu wird auch eine vom Substantiv *sculptura* abgeleitete Form, *skulpturieren*, gebraucht; das ist aber eine unschöne und entbehrliche Hypertrophie. – In einer neueren morphologischen Arbeit findet sich das Wort *defladieren*, was soviel wie „abblasen“ (Deflation) bedeuten soll. Der Urheber hat also an das lateinische *deflare* gedacht. Das Supinum heißt: *deflatum*. Da wir, wie eben dargetan, vom Infinitivstamm abzuleiten pflegen, müßten wir „deflieren“ sagen, wozu sich allerdings kaum jemand verstehen dürfte. Defladieren ist eine mißglückte Neubildung ohne Lebensberechtigung. – Das gleiche gilt von *korrelieren*. Es ist, noch dazu unter Verstümmelung, vom Supinum des lateinischen *referre* (*relatum*) ab-

geleitet; correlatum bedeutet das in Wechselbeziehung Gebrachte. Die richtige Bildung, vom Infinitivstamm, wäre korreferieren. Dieser Terminus wird aber längst in anderer Bedeutung gebraucht (mitberichten, ein Korreferat halten). Bleiben wir also lieber ganz oder doch teilweise beim Deutschen und sagen: in Beziehung oder in Korrelation bringen.

Lange Zeit ist der Ausdruck makroskopisch üblich gewesen. Er bedeutet nicht etwa, daß die Objekte durch ein „Makroskop“, sondern daß sie mit unbewaffnetem Auge betrachtet werden. Man hat schließlich darauf aufmerksam gemacht, daß der Gegensatz zum griechischen μικρός (klein) nicht μακρός (groß, im Sinne von lang), sondern μέγας (Genetiv μεγάλου) ist. Seitdem sagt man megaskopisch. Nun werden aber Komposita vom Stamm gebildet: μεγαλόδωρος freigebig, μεγαλοψυχία Seelengröße. Es muß also heißen: megaloskopisch. – Vom Stamm ableitend, sagt man auch besser Tektonogenese statt Tektogenese (SCHEUMANN [1957], S. 8, Anm. 6).

Anlaß zu vielen Irrtümern hat die Verwechslung zweier griechischer Wörter gegeben, die einander ähnlich, aber von grundverschiedener Bedeutung sind: des Adverbs πάλιν zurück, wiederum, noch einmal, von neuem, und des Adjektivs παλαιός alt, veraltet, ehemalig. Das Adverb zu παλαιός heißt πάλαι¹⁾. Der palingene Granit ist der „von neuem entstandene“ Granit. Komposita sehen folgendermaßen aus: von πάλιν παλίντονος rückwärts schnellend, παλίωξις das Zurückschlagen (wobei das Jota zu ωξις gehört); von παλαιός παλαιόφρων altklug, παλαιγενής hochbetagt. Wörter wie Paläozoikum und Paläoklimatologie sind also richtig gebildet. Wie steht es jedoch z. B. mit *Paleuropa*? Es soll Alteuropa heißen, bedeutet aber in Wirklichkeit „das wieder erstandene Europa“. Richtig ist Paläo- oder Paläeuropa. Hierher gehört auch das etymologisch hoffnungslos verfahrenere *Paleozän* (Paläozän). Paleozän heißt ebenfalls nicht das, was es ursprünglich bedeuten sollte, nämlich Alteozen (bei SCHIMPER Paléo-Eocène; vgl. hierzu DIETRICH [1941]). Heute schreibt man meist Paläozän. Damit wird aber die logische Ordnung in der Benennung der Tertiärstufen gestört, denn man pflegt das Allerälteste nicht als Paläo-, sondern als Eo- zu bezeichnen (Eozoikum, *Eohippus*). Diesem Dilemma könnte nur durch eine nomenklatorische Radikalkur abgeholfen werden: man müßte als Eozän das bisherige Paleozän (Paläozän), als Paläozän das bisherige Eozän bezeichnen. Das Zusammentreffen zweier Vokabeln, deren eine das Gegenteil der anderen bedeutet (καιός neu), müßte dabei in Kauf genommen werden.

Unerfreulich ist die von den Komposita des lateinischen sequi abgeleitete Nomenklatur, mit der man seit DAVIS die Beziehung der Gewässer zu den Formen der Stufenlandschaft charakterisiert. Alle vier Komposita, *consequi*, *subsequi*, *resequi* und *obsequi*, bedeuten dasselbe, nachgehen, nachfolgen, Folge leisten; speziell obsequi heißt sich nach jemandem richten. Die heutige Differenzierung ist also in der ursprünglichen Bedeutung nicht begründet. Bei obsequi hat man den Sinn sogar ins Gegenteil verkehrt, denn obsequent heißen die Bäche, die der allgemeinen Neigung der Schichten und der Flachformen entgegengerichtet sind.

Neben den fehlerhaften gibt es zahlreiche unschöne Wortbildungen. Als solche werden z. B. alle voces hybridae empfunden, Komposita also, deren

¹⁾ Ein weiteres ähnliches Wort, πάλη (Ringkampf), kann wohl hier, wo es sich um geo- und morphologische Fachausdrücke und Fremdwörter handelt, außer Betracht bleiben.

Bestandteile zwei verschiedenen Fremdsprachen, meist dem Griechischen und Lateinischen entnommen sind. An das Automobil und an periglazial haben wir uns zwar längst gewöhnt, nicht aber an *kryoturbat* und an den (heute kaum noch so genannten) *Geotumor*. Auch *struktogen* ist eine recht unglückselige vox hybrida, und nach einem *kontektonischen* Granit besteht erst recht kein Bedürfnis, da wir ihn schon seit langem syntektonisch nennen. Zahlreiche, nach unserem Empfinden unschöne Termini sind im außerdeutschen Sprachbereich im Zusammenhang mit der Erforschung der Glazial- und der Periglazialerscheinungen entstanden, so die vom lateinischen *congelare* (gefrieren machen, gefrieren) abgeleiteten: *Congeliturbation*, *Congelifraktion*, *congelifraktat* und *Congelikontraktion*. In die gleiche Kategorie gehören Worte wie *Permafrost*, *Cryopedologie* (wir müßten schreiben: Krypopedologie), *Mollisol*, *Pergelisol* und *Kryoplanation*. Sie sind sämtlich entbehrlich, da uns gefällige und leicht verständliche deutsche Ausdrücke zur Verfügung stehen. Sehr u n g e s c h i c k t ausgewählt sind die beiden Termini *kompetent* und *inkompetent*, aus denen die Bedeutung, die ihnen der Urheber gegeben hat, nicht ohne weiteres zu entnehmen ist. Das lateinische *competere* heißt bei Livius und Tacitus fähig sein, gewachsen sein, das Fremdwort *kompetent* bedeutet zuständig, maßgeblich, befugt. Man fragt sich also: worin besteht denn nach Auffassung des Urhebers die Kompetenz der Gesteine, in der Fähigkeit, den Druck weiterzuleiten oder auf ihn durch Faltung zu reagieren? So konnte es nicht ausbleiben, daß Verwechslungen vorgekommen sind.

Zahlreiche Beanstandungen ergeben sich bei der Anwendung der Fremdwörter bzw. der fremden Wörter. Hier und da liegt einfach Unkenntnis vor, so wenn von Intensivität (statt Intensität) oder von permeablen (statt permeablen) Gesteinen gesprochen wird. Ein Autor redet in einer längeren Arbeit ununterbrochen von terresterischen (statt terrestrischen) Ablagerungen. Ein Problem ist die *Beugung* mancher Substantiva. Soweit sie unverändert aus den alten Sprachen übernommen sind, hat man sie als fremd empfunden und in der Mehrzahl den altsprachlichen Nominativ Pluralis gebildet, z. B. Themata und Schemata. Heute verwendet man zunehmend auch deutsche Endungen: Themen und (nach DUDEN, wahrscheinlich, um einer Verwechslung mit dem Pluralis des Schemens vorzubeugen) Schemas, was allerdings reichlich barbarisch (im Sinne der Alten: ungriechisch) klingt. Aus den Krateren sind heute die Krater geworden; nur für den Mischkrug ist (nach DUDEN) der Pluralis Kratere geblieben. Die Mehrzahl von Mineral (lateinisch *minerales*) heißt selbstverständlich: die Mineralien (lateinisch *mineralia*). Es besteht keinerlei Notwendigkeit, zur Form „Minerale“ überzugehen; daher werden auch viele Autoren nach dem Vorgang von LOTZE (1957) weiterhin von Mineralien reden. Als Kuriosität seien die „blinden Generis“ (statt Genera) erwähnt.

Nicht selten werden die Termini *sinnwidrig* angewendet, oder es laufen *grammatische Fehler* unter. Das Gegenteil von antithetisch ist homothetisch, nicht *synthetisch*; als synthetisch („zusammengesetzt“) wird eine Störung bezeichnet, die aus mehreren Einzelverschiebungen besteht. Leider ist die Verwechslung bereits in die Lehrbücher eingegangen. Synthetisch ist der Staffbruch, der natürlich zugleich antithetisch sein kann. – Eine *basierende* Rumpffläche soll eine Fläche sein, die die Basis für die sie überragenden Härtlinge bildet. Basieren heißt aber: auf etwas beruhen, sich auf etwas gründen. In morphologischen Arbeiten taucht der Fehler immer wieder auf. – Richtig gebildet ist der

Gesteinsname Konglomerat. Er kommt vom lateinischen conglomerare und bedeutet wörtlich: das Zusammengehäufte. Das neuerdings in der Literatur aufge-tauchte *konglomerieren* ist zwar sehr unschön, kann aber hinsichtlich der Ableitung nicht beanstandet werden. Selbstverständlich ist es nichts anderes als die Übersetzung von „aufhäufen“. Die Autoren verwenden es jedoch sinnwidrig, indem sie darunter die diagenetische Verfestigung eines bereits aufgehäuften Materials verstehen. – Sehr allgemein ist die Verwechslung von *Temperatur* und *Wärme*. Selbst auf den Wandkarten, die für Vorlesungen bestimmt sind, werden die Isothermen unentwegt als „Linien gleicher Wärme“ bezeichnet. – Immer wieder spricht man gedankenlos von *flach-* und *steilherzynisch*. Die Begriffe „steil“ und „flach“ beziehen sich auf den Winkel, den eine Linie oder Fläche mit der Horizontebene einschließt. Herzynisch ist dagegen eine Streichrichtung, und ein Streichen gibt es bekanntlich nur *in* der Horizontebene. Wir kennen daher zwar steile herzynische, aber keine steilherzynischen Klüfte. „Steil“ oder „flach“ wird das Streichen erst dann, wenn man die Kluft als Linie in eine Windrose einträgt und das Papier so aufrichtet, daß der N-Punkt oben liegt. – Unter dem Begriff *amorph* wird allgemein eine bestimmte Struktur der Materie verstanden. Es empfiehlt sich daher nicht, von amorpher Solifluktion zu sprechen, wenn man damit einen Bodenfluß meint, der nicht zur Entstehung von Oberflächenformen führt. – *Intrudieren* ist von dem transitiven lateinischen Verb *trudere* (3. Konjugation) abgeleitet, bedeutet also hineindrängen, hineintreiben. Intrudiert („hineingetrieben“) ist daher der Granit, der in einem Schiefergebirge sitzt, nicht aber das Schiefergebirge. – Wer eine neue Gattung und eine neue Art beschreibt und benennt, setzt hinter den wissenschaftlichen Namen: *novum genus nova species*, abgekürzt n. g. n. sp. Vereinzelt liest man bei jüngeren Autoren n. g. et sp. Das ist grammatisch falsch, da *genus* und *species* verschiedenes Geschlecht haben und das n. (*novum*) sich daher nur auf das *genus*, nicht aber die *species* bezieht. Es ist genauso, wie wenn man einen Brief mit den Worten beginnen würde: Lieber Onkel und Tante! – In einer neueren morphologischen Arbeit zeigt der Autor eine besondere Vorliebe für das Wörtchen *praktisch*. Wir lesen z. B.: „In den harten Schichten erfolgt praktisch keine selbständige Flächenbildung.“ Anscheinend erfolgt also die Flächenbildung unpraktisch! Praktisch bedeutet soviel wie zweckdienlich, geschickt, erfahren, ausübend, beim Arzt den Allgemeinpraktiker im Gegensatz zum Spezialisten. Die sinnlose Anwendung als füllende Floskel sollte wenigstens im Schriftdeutschen unterbleiben.

Unstimmigkeiten bestehen hier und da auch hinsichtlich der Schreibung der Fremdwörter. *Walachisch* kommt von der Walachei, aber nicht auf dem Umwege über den Wallach und muß daher mit *einem* l geschrieben werden. – Viele griechische Fremdwörter verwenden wir in der latinisierten Form. Dabei hat sich das Kappa am Wortbeginn in ein c verwandelt, das vor e, i, y, ai (ä) und oi (ö) wie z gesprochen wird. Wir schreiben es daher auch längst als z, z. B. Zyklus (κύκλος), Zylinder (κύλινδρος), Zönese (ζωνόζ) oder Oligozän (καινόζ). Es empfiehlt sich nicht, zur alten lateinischen Schreibung der Tertiärstufen (Oligocän) zurückzukehren. – Um das Wort *Breccie* fand gegen Ende der zwanziger Jahre in der Geologischen Rundschau ein Meinungsaustausch zwischen mehreren Autoren statt. Die deutsche Mauerbreche ist in das Französische (*brèche*) und das Italienische (*breccia*) übergegangen und aus dem Französischen als *Bresche*, aus dem Italienischen als *Breccie* zu uns zurückgekehrt. Der Vorschlag SALOMONS,

Bresche zu schreiben und zu sprechen, hat keinen Anklang gefunden. Wir schreiben das Wort wie die Italiener (nur mit der deutschen Endung), sprechen aber das cc wie kz. Später hat man dann die Schreibung Breckzie eingeführt. Sie konnte sich jedoch nicht einbürgern, möglicherweise wegen des ungewöhnlichen Druckbildes. DUDEN gibt beide Formen an. Viele Autoren, u. a. auch MURAWSKI-BERINGER, sind bei der alten Breccie geblieben.

Zusammenfassung

Bildung und Anwendung zahlreicher, in der Fachliteratur verwendeter Fremdwörter werden einer kritischen Betrachtung unterzogen. Mehrere, darunter sehr gebräuchliche Termini sind fehlerhaft gebildet und müssen entweder abgeändert werden oder vollkommen verschwinden. Viele werden als unschön empfunden, oder sie haben sich als unpraktisch erwiesen, manche werden sinnwidrig oder grammatisch falsch angewendet. Auch hinsichtlich der Schreibung bestehen hier und da Unstimmigkeiten.

Literatur

- AMSLER, A.: Weiterer Beitrag zu „Bresche“. Geol. Rundsch. **20**, 342, Berlin 1929.
- DIETRICH, W. O.: Paleozän oder Paläozän? Z. Dt. Geol. Ges. **93**, 147—149, Berlin 1941.
- DUDEN, Der Große, hrsg. v. H. KLIEN. 15. A., VEB Bibliogr. Inst., Leipzig 1957.
- Fremdwörterbuch. VEB Bibliogr. Inst., Leipzig 1954.
- HÖLDER, H.: Zur Wortform Taxionomie. Senck. leth. **36**, 189, 190, Frankfurt a. M. 1955.
- KEILHACK, K.: Sprachliche Schnitzer im geologischen Schrifttum. Der Geologe Nr. 46, 1333, 1334, Verl. Max Weg, Leipzig 1929.
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze, I. T. 2. A., Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin-Nikolassee 1957.
- MURAWSKI, H.: BERINGERS Geologisches Wörterbuch, 4. A., F. Encke Verl., Stuttgart 1957.
- RICHTER, R.: Taxion (nicht „Taxon“) als Bezeichnung für die taxionomische Einheit. Senck. leth. **35**, 268, Frankfurt a. M. 1955.
- SALOMON, W.: Bemerkungen zu dem Aufsatz „Breccie oder Bresche?“ von P. WAGNER. Geol. Rundsch. **19**, 498, Berlin 1928.
- SCHEUMANN, K. H.: Über Gneise des Erzgebirges. Geologie **6**, 3—40, Berlin 1957.
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. Hohenlohesche Buchhandl. F. Rau, Ohringen 1928.
- WAGNER, P.: Breccie oder Bresche? Geol. Rundsch. **19**, 387, Berlin 1928.
- WEBER, H.: Die Sprache in der deutschen geologischen Fachliteratur der neueren Zeit. N. Jb. Geol. Pal. Mh. 1957/6, 274—278, Stuttgart 1957.
- WENGER, R.: Die germanischen Ceratiten. Palaeontogr. Abt. A., **108**, Lief. 1—4, 57—129, Stuttgart 1957.
- WOLFF, E.: Taxionomie, Stratigraphie und Stratinomie usw. Senck. leth. **35**, 115—117, Frankfurt a. M. 1954.

Zur Morphologie des Wienerwaldes

In einer gehaltvollen Arbeit teilt K. WICHE die *Ergebnisse klimamorphologischer Untersuchungen im Wienerwald*¹⁾, dem klassischen Arbeitsgebiet GÖTZINGERS, mit. Er untersucht insbesondere periglaziale Solifluktsdecken und Reste warmzeitlicher Verwitterungsdecken, hoch- und spätglaziale Soliflukts-terrassen, periglaziale Verwitterungsformen im Fels und Blockströme und schließlich die heutige Rolle des Kammeises. Abweichend von älteren Auffassungen und in Übereinstimmung mit BÜDEL (1937) kommt er zu dem Ergebnis, daß die Mehrzahl der von GÖTZINGER ursprünglich als rezent aufgefaßten Formen, insbesondere das „Gekriech“, periglazialer Entstehung seien.

Bei der Erörterung der älteren Anschauungen wäre nachzutragen, daß die „nahezu ein halbes Jahrhundert“ dauernde Einigkeit über das „Hauptproblem... daß der Hangschutt der Flyschberge, das Gekriech, in der Gegenwart entstehe und sich noch heute bewege“ keineswegs vollkommen war, sondern das PASSARGE von Anfang an Wort, Begriff und rezenten Charakter des „Gekrieche“ im Sinne GÖTZINGERS energisch bekämpft und auf das frostbedingte „Abwärtsrücken“ dieser fossilen Wanderschuttdecken aufmerksam gemacht hat.

Auch möchte ich die Frage stellen, ob WICHE nicht eine Verwechslung unterlaufen ist, die zwar sein gut unterbautes Gesamtergebnis nicht beeinträchtigt, die aber doch für sich genommen nicht ganz unwichtig ist, zumal sie anderen Forschern, so z. B. W. BEHRMANN, auch schon unterlaufen ist. Nämlich: Sind die interessanten „Trockenfurchen“ WICHES wirklich alle eine natürliche Form? Die von ihm in seiner Fig. 2 gegebene Photographie würde ich abweichend von WICHES Deutung als typisches Bild einer vielverzweigten alten Wege- oder Straßenspur unter Wald ansehen. Seine Beschreibung „Die meisten Furchen sind gekrümmt und laufen parallel zueinander, andere vereinigen oder durchkreuzen sich“ und „Es ist hervorzuheben, daß die einstigen Gerinne nicht in der Falllinie, sondern schräg zu dieser, in Bögen flossen“ (was WICHE auf die Präexistenz von Solifluktschwüsten zurückführt), würde ebenfalls besonders gut auf alte Wegspuren passen. Sollte meine Vermutung zutreffen, so wäre das ein weiterer Hinweis darauf, bei der Untersuchung von Kleinformen viel stärker die Möglichkeit anthropogener Entstehung ins Auge zu fassen, als es den meisten Morphologen bisher geläufig ist.

HANS MORTENSEN

¹⁾ Sitzungsber. der Österr. Akad. d. Wiss., Math.-naturw. Kl., Abt. 1, 167. Bd., 1. u. 2. Heft, Wien 1958, S. 173–199.

Am 24./25. März 1958 fand in Leningrad eine „*Conference on Palaeogeography, Quaternary Geology and Geomorphology of the North-West of the USSR*“ statt, über die N. S. СНЕВОТАРЕВА in den Известия Академии Наук СССР, серия географическая (= Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Reihe, 1958, 4, S. 149–151; russ., mit engl. Titel) berichtet. Die Konferenz war organisiert von der Geographischen Gesellschaft der UdSSR zusammen mit der nordwestlichen Verwaltung des Ministeriums für Geologie.

Für eine möglichst erfolgreiche Fortsetzung der Untersuchungen über die Quartärablagerungen und das Relief Nordwest-Rußlands hielt die Konferenz u. a. für nötig:

die vielseitige Laboratoriumsbearbeitung des Materials der Aufnahme der quartären Ablagerungen, darunter die Bestimmung des absoluten Alters der quartären Ablagerungen in speziell dafür gegründeten Laboratorien des Ministeriums für Geologie und der Akademie der Wissenschaften,

ausgedehnte Ausnutzung des Luftbild-Materials,

systematische Verarbeitung von Bohrungen,

Einrichtung eines besonderen Institutes für Quartärgeologie unter Beteiligung aller dafür in Frage kommenden wissenschaftlichen Disziplinen.

H. M.

Hinweise auf geomorphologisches Schrifttum

Von etwa 600 abstracts von Vorträgen, die auf Regional-Tagungen der Geological Society of America in St. Louis (Mo.), Eugene (Ore.), Tuscaloosa (Ala.), Golden (Col.), College (Alas.) und Washington D. C. gehalten wurden, behandeln etwa 30 morphologische Themen. Von allgemeinem Interesse sind besonders:

C. J. HEUSSER: *Late Pleistocene Environments and Chronology of Pacific Coastal Alaska*, S. 1753. G. I. SMITH: *Late Quaternary Stratigraphy and Climatic Significance of Searles Lake, California*, S. 1706. G. PLAFKER and D. J. MILLER: *Recent History of Glaciation in the Malaspina District and Adjoining Bays, Alaska*, S. 1700. R. H. MERRIAN: *Portuguese Bend Landslide in the Palos Verdes Hills, Southern California*, S. 1696. A. L. WASHBURN and R. P. GOLDTHWAIT: *Slushflows*, S. 1657. H. F. GARNER: *Climatic Significance of Anastomosing Channel Patterns typified by Rio Caroni, Venezuela*, S. 1568. R. F. FLINT: *Pleistocene Climates in Eastern and Southern Africa*, S. 1564. JAMES C. BRICE: *Geomorphic Implications of Rapid Erosion in Loess*, S. 1539. (Bull. of Geol. Soc. of America, Vol. 69, Nr. 12, Part 2, Dec. 1958.)

HANNA BREMER

Unter dem Titel „*Next ways and problems in geomorphology*“ gibt J. D. ZEKKEI im wesentlichen einen knappen Überblick über die Entwicklung der Geomorphologie in Rußland vom Ende des vorigen Jahrhunderts bis heute mit besonderer Betonung der methodischen Gesichtspunkte. (О путях развития и очередных задачах геоморфологии. Известия Всесоюзного Географического Общества = Nachrichten der Gesamtrussischen Geographischen Gesellschaft, 1958, S. 534–536; russ., mit engl. Titel.)

H. M.

Eine bunte „*Karte der Landformen im mittleren Europa*“ im Maßstab 1 : 2 000 000 veröffentlicht H. WALDBAUR. Sie ist als Kombination von Morphographie und Reliefenergie angelegt und zeigt in zahlreichen – fast zu zahlreichen – Signaturen eine Fülle morphologischer Tatsachen. Trotz der vielen Einzelheiten gibt sie ein anschauliches Gesamtbild. Im begleitenden Text wird zunächst in sorgfältiger Kritik Stellung zu dem Problem morphographischer und morphologischer Karten und zur Frage der Reliefenergie genommen und dann die von WALDBAUR gewählte Art der Darstellung begründet. (Wissenschaftl. Veröff. des Deutschen Instituts für Länderkunde NF 15/16, Leipzig 1958, S. 133–177.)

H. M.

„*Die Dichte des Wassernetzes in Polen*“ (einschl. der unter polnischer Verwaltung stehenden deutschen Ostgebiete) stellt A. CHALUBINSKA auf Grund der Untersuchungen eines von ihr geleiteten Studentenkollektivs in einer anschaulichen „*synthetischen Karte*“ dar. Die früheren Methoden und daraus gewonnenen Ergebnisse werden diskutiert und mit der neuen Karte verglichen. (*Gęstość sieci wodnej w Polsce*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Reihe B, IX [1954], Lublin 1956, S. 47–68; poln. mit ausführlicher russischer [S. 68–83] und deutscher [S. 83–97] Zusammenfassung.)

H. M.

Im Zuge der Verfeinerung der morphologischen Arbeitsmethoden leben die Bemühungen auch wieder auf, für morphologische Formen und Vorgänge einen mathematischen Ausdruck zu finden.

So untersucht K. VOLLBRECHT unter starker Abstrahierung und Schematisierung „unter weitgehender Ausschaltung des Materialfaktors... das Verhalten abgeschlossener, physiogeographischer Einheiten – Meere und Inseln – unter der Einwirkung der rein exogenen Kräfte“. (*Das Verhalten von Meeren und Inseln gegenüber der Einwirkung des exogenen Kräftefeldes*. Geol. Rundschau 1958, S. 44–65.)

G. LUDWIG versucht einen Beitrag zur Frage des Gleichgewichts im System Düne-Strand-Vorstrand an der Ostseeküste zu liefern, indem er aus der Korngröße des Materials dieser drei Formenkomplexe einen „Zustandsquotienten“ entwickelt, der ihm Aussagen darüber gestattet, ob Anlandung oder Abtrag an der Küste herrscht oder ob sie stabil bleiben wird. (Geol. Rundschau 1958, S. 66–71.)

R. J. CHARLEY liefert „*Aspects of the Morphometry of a 'Poly-Cyclic' Drainage-Basin*“, wobei er versucht, Gefälle der Flüsse, mittlere Hangneigung und mittlere Höhe der Erhebungen zahlen- und kurvenmäßig zu erfassen. (Geogr. Journal 1958, S. 370–374.)

Ein morphometrischer Beitrag zur Charakterisierung von Glazialtälern von H. SVENSSON dient ebenfalls dem Ziel, eine morphologische Form, nämlich das Querprofil eines Trogtales, durch eine Formel zu erfassen. H. SVENSSON kommt zu einer „Trogparabel“. (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1958, S. 99–104.)

Schon vorher hatte der gleiche Verfasser eine „*Method for Exact Characterization of Denudation Surfaces, as to the Position in Space*“ angegeben und die von ihm dabei entwickelte Formel auf die Insel Vaerö angewendet. (Lund Studies in Geography, Ser. A. Physical Geography, 8, 1956, S. 1–5; engl.) – Auch für die Berechnung der Höhe eines Grundwasserspiegels hat SVENSSON eine ähnliche Methode benutzt. *En metod för beräkning av en genomsnittlig grundvattenyta*. Geol. Föreningens Förhandlingar, 78, 1, Stockholm 1956; schwedisch, mit deutscher Zusammenfassung.)

Ob alle diese Versuche der verschiedenen Verfasser die wirklich morphologische Erkenntnis einschneidend fördern werden, wird erst die Zukunft zeigen können. H. M.

Ausführlich dargestellt wird eine *méthode améliorée pour l'étude des sables*, die TRICART mit verschiedenen Mitarbeitern entwickelt hat. Sie ist für die Untersuchungen von LE BOURDIAC über die Elfenbeinküste (vgl. den Hinweis unten) bereits angewendet worden. (Revue de Géomorphologie dynamique 1958, S. 53–54.)

Durch bodenkundliche Untersuchungen an neolithischen Siedlungsprofilen des Göttinger Leinetalgrabens geben F. SCHEFFER & B. MEYER einen über das lokale hinaus wichtigen Beitrag zur Genese der nacheiszeitlichen Böden. Für die morphologische Forschung sind besonders interessant die Ausführungen über das Ausmaß der neolithischen Bodenerosion im Vergleich zu dem Abtrag, der nach den mittelalterlichen Rodungsperioden einsetzte und die zeitlichen Parallelisierungen zu den Hang- und Auelehmakkumulationen. Bei der Untersuchungsmethode ist hervorzuheben, daß die bodenkundlichen Ergebnisse in enger Verbindung mit der Vegetations- und Siedlungsgeschichte ausgedeutet werden. (Göttinger Jahrbuch 1958, S. 3–19.)

HANNA BREMER

J. MORAWSKI gibt eine neue Methode der „*Morphological Analysis of Sand Grains by a Photographic Enlarge*“ an, wobei er für die Feststellung der Zurundung die Methode von CAILLEUX (1952) als die beste bezeichnet. (*Metoda badania [morfologii] ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Reihe B, X [1955]) Lublin 1956, S. 199–210; poln. mit russ. [S. 210–215] und engl. [S. 216–221] summary.) H. M.

Die Anfertigung von „*Plastic Casts in the Examination of Glacial Striation*“ mit Hilfe von flüssigem Material des Soredur-Typs hält H. SVENSSON für nötig, um zu wirklich exakten Schlußfolgerungen aus Gletscherschrammen auf die Bewegungsrichtung des Eises zu kommen. Die einfache Beobachtung im Gelände, selbst wenn sie von Fotos unterstützt wird, sei subjektiv und unvollkommen. (Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 1957, S. 781–784, engl.)

In einer ausführlichen Arbeit untersuchen H. MARUSZCZAK und T. WILGAT „*le relief de la zone lisière du Roztocze Central*“ (südwestl. Lublin). Etwa zu Beginn des Pliozäns waren noch weite Verebnungen vorhanden. Kräftige tektonische Bewegungen ließen die abtragenden Kräfte jedoch wieder aufleben, so daß „*à la veille de l'époque glaciaire, Roztocze présente le tableau d'un pays coupé par de profondes vallées... La zone lisière avait déjà développé les traits fondamentaux de son modelé actuel*“. Die Vereisung verschüttete dann alles tief, und die holozäne Abtragung ist dabei, die vorpleistozäne Landschaft wiederherzustellen. Auch die Karstvorgänge im Miozänkalk leben wieder auf. (*Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Reihe B, X [1955], Lublin 1956, S. 1–75; poln. mit ausführlichem russischem [S. 75–91] und franz. [S. 92–107] résumé.)

In seinem Beitrag „*Zur Entstehung der Nordöstlichen Heide Mecklenburgs*“ verknüpft R. BRINKMANN die morphologische Entwicklung dieses Gebietes mit der Geschichte der spät- und postglazialen Ostsee. (Geologie 7, 1958, S. 751–756.) HANNA BREMER

Durch Zusammenfassung einiger jeweils für verschiedene Zeitalter anwendbarer Datierungsmethoden, insbesondere durch Einfügung der Fluormethode in die Lücke zwischen den C_{14} -Datierungen und den Altersbestimmungen nach den Blei- und Helium-Methoden kommt K. RICHTER zu einer Kurve, die eine absolute Datierung der pleistozänen Wärmezeiten gestattet. Vorbehaltlich einiger Korrekturen sei das Alter des Eem-Interglazials (Riß-Würm) auf 60 000 Jahre und älter, das des Holstein-Interglazials (Mindel/Riß) auf 240 000 Jahre, das der Cromer-Warmzeit auf 640 000 Jahre und das der Tegelen-Warmzeit auf 1,5 Millionen ($\pm 300\,000$) Jahre anzusetzen. (*Fluorreste quartärer Knochen in ihrer Bedeutung für die absolute Chronologie des Pleistozäns*. Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 18–27.)

In leichter Korrektur und Verfeinerung seiner früheren Kurven veröffentlicht P. WOLDSTEDT eine neue Kurve der Würmeiszeit in Mitteleuropa. Sie gibt in Kilometern den Abstand des Eisrandes vom theoretischen Eiszentrum und in $^{\circ}C$ die (roh geschätzte) Jahresmitteltemperatur an. (Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 151–154.)

Sehr umfassend stellt H. GROSS die bisherigen Ergebnisse von C_{14} -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und den Nachbargebieten dar, wobei er u. a. die Kurven WOLDSTEDTS bestätigt und eine aufschlußreiche Kurve der Julimittel für Mitteldeutschland/Böhmen vom Ende des letzten Interglazials bis heute gibt. (Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 155–187.)

Einzelangaben über radiocarbon dates for upper Eem and Würm-interstadial samples aus Nordwestdeutschland, den Niederlanden und England macht H. DE VRIES. Er kommt zu recht merkwürdigen Korrekturen der absoluten Eiszeitchronologie. (Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 10–27.)

Auch für Dänemark haben R. TAUBER und H. DE VRIES radiocarbon measurements of Würm-interstadial samples from Jutland veröffentlicht. (Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 69–71.)

„On the Formation of Platform structures during the Quaternary Period“ berichtet am Beispiel des Gebiets nahe der Wolga westlich Samara G. V. OBEDIENTOVA in Zusammenfassung ihrer früheren Arbeiten. Teils habe sich die pliozäne Bildung von Plattformen (Ebenen) bis ins Quartär fortgesetzt. Daneben haben aber auch beachtliche tektonische Bewegungen im Quartär stattgefunden. (К вопросу о формировании платформенных структур в четвертичное время. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 4, 1958, S. 57–59; russ., mit engl. Titel.) H. M.

Unter dem m. E. allzu bescheidenen Titel *Eiskeile in dem Hangenden der Lößdecke und deren Bildungsbedingungen in dem Endstadium der Würmeiszeit auf der Lubliner Hochfläche* setzt sich H. MARUSZCZAK u. a. auch mit der Geschwindigkeit der Eiskeilbildung, ihrer Altersstellung, der damaligen Bodenentwicklung und dem Klima der ausgehenden Würmkaltzeit (bis jüngere Dryaszeit vermutlich zwei bis drei periglaziale Phasen) auseinander. (*Kliny lodowc schyłkowego stadium zlodowacenia bałtyckiego w lessach Wyżyny Lubelskiej*. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Reihe B, IX [1954], Lublin 1956, S. 217–243; poln. mit ziemlich ausführlicher russischer [S. 243–250] und deutscher [S. 251–257] Zusammenfassung.) H. M.

Den Frühabschnitt der Würm-Kaltzeit kann K. BRUNNACKER durch autochthone Humushorizonte in Lößprofilen bei Kitzingen – wahrscheinlich Äquivalente der Humushorizonte im Stillfrieder Bodenkomplex – untergliedern. Bodenverlagerungen an den Hängen (unterer Teil) weisen auf zeitweise feuchte Bodenverhältnisse infolge der ersten stärkeren Abkühlung hin. Hervorzuheben sind die klaren Definitionen, etwa in dem Abschnitt „Größenordnungen der quartären Klimaschwankungen“ und die genaue Beschreibung der Profile mit Angaben der Analysen. (*„Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer“*. Geol. Jb., 76, 1958, S. 129–150.)
HANNA BREMER

„Beobachtungen im Pleistozän des nördlichen Harzvorlandes“ teilt A. LUDWIG mit, wobei er besonders auch Frostbodenstrukturen auswertet. Der Ablauf des klimamorphologischen Geschehens in diesem Gebiet wird stärker differenziert dargestellt als bisher; neben der glaziären und der periglazial-klimatischen Aufschotterung werden die tektonischen Einflüsse betrachtet. Wichtig ist der Nachweis einer Erosions- und Verwitterungsphase, die den Schotterkörper der HT (Riß) in zwei Teile untergliedert. (Geologie 7, 1958, S. 769–793.)
HANNA BREMER

Über „die Begegnung des nordischen Inlandeises mit dem Rhein“ macht K. THOME interessante Ausführungen. Der südliche (Düsseldorfer) Lobus in der niederrheinischen Bucht hatte den Hauptangriff des Eises zu bestehen. Die Endmoränen sind daher weniger stark ausgeprägt; da auch die Eisfront angegriffen wurde, schmolz diese Gletscherzunge beim Eistrückzug besonders schnell ab. Die Ableitungen über den kaltzeitlichen Abfluß des Rheines und seine Erosions-Akkumulationstätigkeit bedürfen noch einer weiteren Überprüfung. (Geol. Jb., 76, 1958, S. 261–308.)
HANNA BREMER

„Les dépressions fermées dans la région parisienne“ untersucht A. PISSART. In Übereinstimmung mit CAILLEUX (1956) hält er die meisten der mehr als 4500 geschlossenen Hohlformen südlich Paris für periglazialen Ursprungs. Es seien keine Pingo-Reste, sondern eher „*cryoturbotatic hollows*“. In der Gegend von Fontainebleau treten auch andere (recht kleine) Hohlformen auf, die teils auf Wind, teils auf Lösungserscheinungen in den 20 m darunter liegenden Schichten zurückzuführen seien. (Revue de Géomorphologie dynamique 1958, S. 72–83, franz. mit engl. abstract.)
H. M.

„Die Talasymmetrien des Erstbeckens (Rheinland) als Zeugen jungpleistozänen Periglazialklimas“ untersuchte K. KAISER. Die Primärasymmetrie zeigt S bis W exponierte Flachhänge, die Sekundärasymmetrie SW bis NW exponierte Steilhänge. Die asymmetrischen Täler sind vorwiegend im Sand und Kies der HT ausgebildet und fehlen in Tonen. Im allgemeinen entstehen sie gleichzeitig mit der Lösssedimentation und der NT-Akkumulation, doch kann die Bildung auch schon eher beginnen und länger andauern. (Decheniana 111, 1958, S. 33–48.)
HANNA BREMER

K. P. UNGER hat „Pleistozäne Schuttbildungen im westlichen Thüringer Schiefergebirge“ untersucht. Er kommt zu dem Schluß, daß das ausgedehnte Vorkommen periglazialer Bildungen in der Hochregion des Thüringer Waldes nicht mit einer selbständigen Plateauvergletscherung, wie sie SCHÜLLER (1954) gefordert hatte, in Einklang zu bringen sei. Die Untersuchungen werden fortgesetzt werden. (Geologie 1958, S. 1032–1036.)

Interessante periglaziale Frosterscheinungen bei Bassum (Kreis Grafschaft Hoya) hat F. DEWERS unter Beigabe sehr klarer Photos untersucht. In drei Sandgruben mit recht ähnlichen stratigraphischen Verhältnissen treten recht unterschiedliche Formen auf, was DEWERS zu deuten versucht. (Abhandlungen des naturwiss. Vereins Bremen, 35, 1958, S. 228–241.)
H. M.

Wichtige Beobachtungen über die Wirkungen des pleistozänen Bodenfrostes in den Sedimenten der Niederrheinischen Bucht hat R. KAISER gemacht. Er berücksichtigt insbesondere die Syngene von periglazialen Kleinformen und versucht die Pseudoformen von den echten Periglazialformen zu trennen. (Eiszeitalter und Gegenwart 9, 1958, S. 110–129.)
H. M.

Gestützt auf bisheriges Schrifttum und zahlreiche neue eigene Beobachtungen untersucht H. LIEDTKE Frostbodenstrukturen aus dem norddeutschen Jungmoränengebiet. Auch im Jungmoränengebiet müsse man einen (250 km breiten) Periglazialgürtel annehmen, der sich mit dem

rückweichenden Eise nach Norden verlagerte und dabei schmaler wurde. (Wiss. Zeitschr. der Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-Naturw. Reihe 1957/58, Nr. 3, S. 359–376 = Berliner Geogr. Arbeiten, Beitr. 26).

Eine Darstellung der *structures périglaciaires dans le bassin de la Desna moyenne et leur importance pour la stratigraphie et la paléogéographie* gibt A. A. VELITCHKO, Moskau, unter Beifügung anschaulicher Abbildungen. Die periglazialen Zeugnisse im Grunde der Ablagerungen und zum Teil im Gesteinsuntergrund entsprechen dem Vorstoß des Dnjepr-Gletschers. Die beiden Stufen der Ablagerungen darüber entsprechen der Waldai-Vereisung, und zwar die untere der kalten und trockenen Zeit des Eisvorstoßes einschließlich des Eismaximums, die obere Stufe der Rückzugsphase des Eises. Die reiche nichtrussische Literatur zum Problem der periglazialen Strukturen hat der Verfasser nicht herangezogen. (*Struktury peryglacjalne w dorzeczu środkowej Desny i ich znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii*. Biuletyn Periglacialny 6, 1958, S. 93–109, poln., und S. 257–270, franz.). H. M.

Auf eine bemerkenswerte Änderung des Sommerklimas in der ostalpinen Hochgebirgsregion macht H. TOLLNER aufmerksam. Seit etwa 1950 nehmen die Tage mit festem Niederschlag in den Hochalpen beträchtlich zu; Sonnenscheindauer und Lufttemperatur sind erheblich zurückgegangen. Das wirkte sich auf die Gletscher nicht nur unmittelbar, sondern auch mittelbar dadurch aus, daß die oberflächliche Verschmutzung geringer, die sommerliche Albedo größer wird. Die Abschmelzverluste seien also geringer. Im ganzen beginnen somit die meteorologischen Elemente „wieder gletschergünstig“ zu werden. (Zeitschrift für Meteorologie 1957, S. 376–377). H. M.

Der Vorstoß des Nisqually-Gletschers am Mt. Rainier, USA, von 1952 bis 1956, der schon seit etwa 1945 langsam begann, ist von W. HOFMANN nach den von R. FINSTERWALDER entwickelten Methoden sehr genau untersucht worden. Die Geschwindigkeit hat in den vier Jahren bis 40 % zugenommen, die Erhöhung der Eisfläche beträgt in der Mitte des Meßprofils 13,5 m und an anderen Stellen (berechnet) bis fast 45 m. Die Volumenzunahme ist im jährlichen Durchschnitt fast 8,9 Millionen m³. Der Nisqually-Gletscher ist nach W. HOFMANN ebenso wie alle anderen nordamerikanischen Vulkangletscher – bei denen nämlich die Vorstoßbedingungen nach Art und Ausmaß ähnlich sind – ein „besonders empfindlicher Indikator für Klimaschwankungen“ und zeigt vermutlich „eine erdweite Klimaänderung an, der andere Gletschersysteme infolge ihrer andersartigen Struktur erst verspätet und langsamer folgen können“. (Vgl. dazu auch die Hinweise auf die Arbeiten von TOLLNER und von v. KLEBELSBERG). (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1958, S. 47–59). H. M.

Scope, state and development of precise glacier surveys on the earth stellt R. FINSTERWALDER unter Angabe der jeweiligen Unterlagen zusammen und kommt zu folgenden Ergebnissen: „In the Alps. 0.40 m/year medium loss of height of glacier surface between 1920–1950. Rise of snow-line: 60–90 m from 1920–1950. In the last three years: More accumulation in the firn regions 1–3 m in the whole. – Himalaya, Nanga Parbat, Rakhiot-glacier: Retreat since 1924, but now again growing (greater ice-velocity). – Future Development: Owing to difficulties caused by wet and cloudy summers choose a little test-glacier which is surveyed every year; the other glaciers to be surveyed in the middle each 5th year“. (Comptes Rendus et Rapports – Assemblée générale de Toronto 1957 [Gentbrugge 1958], IV, S. 520–524.)

Die Ergebnisse der Gletschermessungen des Österreichischen Alpenvereins in den österreichischen Alpen 1956 und 1957 hat R. v. KLEBELSBERG auf Grund der Originalberichte zusammengestellt. Die Zusammenstellung zeigt uns, daß fast alle dortigen Gletscher noch im Rückgang sind. Allerdings beziehen sich, soweit ich erkennen kann, diese Messungen vorwiegend auf die Gletscherzungen. Die Erwähnung, daß seit etwa 1950 gewisse Gletscher wieder zunehmen (vgl. die Hinweise auf die Arbeiten von TOLLNER und von HOFMANN), braucht also damit nicht im Widerspruch zu stehen, da sie sich mehr auf die Eismenge der gesamten Gletscher beziehen dürfte. (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1958, S. 121–129.) H. M.

O. FÖRTSCH und H. VIDAL haben *seismoglazialogische Studien an einem Gletscherfleck*, und zwar dem Brandner Gletscher im Rätikon, angestellt. Morphologisch wichtig ist insbesondere der Vergleich der Kartenskizze der heutigen Eisoberfläche mit der Karte des seismisch festgestellten Gletscherbodens, wobei deutlich eine Übertiefung erkennbar ist. Frühere Erkenntnisse v. KLEBELSBERGS (1958) bestätigend, kommen die beiden Verfasser zu dem Schluß, daß auch hier „die beiden

Übertiefungen . . . kaum anders als durch die übertiefende Erosionswirkung des sich früher bewegenden Gletscherreises dort, wo es auf ein Hindernis . . . trifft“, erklärt werden können (= „Kolkwirkung“ v. KLEBELSBERGS). (Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 1958, S. 35–45).
H. M.

Measurement of ice velocity by air photography behandelt R. FINSTERWALDER unter Hinweis auf einige frühere Arbeiten zum gleichen Problem. Eine eingehende Darstellung der Ergebnisse eines photogrammetrischen Fluges über Grönland wird angekündigt. (Symposium Chamonix 1958 [Gentbrugge 1958] S. 11–12).

Über *Permafrost, Water-supply, and Engineering Geology of Point Spencer Spit, Seward Peninsula, Alaska* berichtet R. F. BLACK. Die Halbinsel liegt dicht unter dem Polarkreis, ist aus alten Strandwällen – überwiegend Sand, einzelne Kieslagen – aufgebaut und trägt eine spärliche Tundravegetation. Der Grundwasserspiegel, die Obergrenze des Dauerfrostbodens und vermutlich auch dessen Basis verlaufen parallel zur Oberfläche. Wie Aufgrabungen zeigen, sind die Bodenporen alle mit Eis gefüllt; vielfach ist mehr Eis vorhanden als Hohlraum im ungefrorenen Boden. Eine große Eislinse wird geschildert. (Arctic 11, 1958, S. 102–116.)

HANNA BREMER

Durch eine Untersuchung über *Hangabtragung durch Steinschläge und Lawinen in den Alpen* hat A. RAPP seine früheren Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen (vgl. diese Zeitschrift 1957, S. 179–200) nun auch auf die Alpen ausgedehnt. Durch Vergleich mit älteren Photographien stellt er fest, daß die gegenwärtigen Veränderungen von Schutthalden im Samertal (Karwendel) zwischen 1892 und 1957 nur ganz unbedeutend sind. (Om bergras och laviner in Alperna. Ymer 1958, S. 112–131; schwedisch, mit deutscher Zusammenfassung.)

P. HÖLLERMANN

Unter dem Titel „*Some Observations Concerning Mass Movement on Slopes in Sweden*“ veröffentlicht S. RUDBERG seine Messungen über die Geschwindigkeit von hangabwärts wandernden Gesteinen in den Jahren 1955–1957 und über die Richtung von Steinen im Boden in den obersten 20 bis 25 cm Tiefe. Die mittlere Geschwindigkeit des Abwanderns beträgt, wie man aus Tabelle I erkennen kann, im Durchschnitt mehrere Zentimeter in zwei Jahren, am 20° geneigten konvexen Hang einer Solifluktionsterrasse sogar 12 cm. Die Steine sind überwiegend in der Richtung des Gefälles orientiert, ganz gleich ob es sich um lange oder kurze Hänge handelt. (Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar I, 1, 1958, S. 114–125.)
H. M.

In mehreren neuesten Arbeiten behandelt J. P. BAKKER, frühere Studien fortführend, den Zusammenhang zwischen der Küsten- und Ästuar-Entwicklung in den Niederlanden und der Besiedlung in prähistorischer Zeit, wobei er überraschende Zusammenhänge aufdeckt. Die Untersuchungen stützen sich auf sehr eingehende Beobachtungen, u. a. auf 5000 Marschenbohrungen, die, nach den von BAKKER seit langem entwickelten Methoden ausgewertet, zu wichtigen Karten der heutigen und der früheren Bodenoberfläche verarbeitet werden. Diese Arbeiten sind über ihre regionale Bedeutung hinaus zusammengekommen ein Musterbeispiel einer exakt physio-geographisch fundierten historisch-geographischen Untersuchung. Außerdem machen sie, wenn auch auf die Vergangenheit bezogen, den Wert und die Möglichkeiten der heute so wichtig gewordenen „angewandten Morphologie“ deutlich. Auch enthalten sie zahlreiche Ergebnisse, die für die Morphologie von Watt- und Marschküsten von allgemeiner Bedeutung sind. (*Küstenentwicklung und prähistorische Besiedlung in den Niederlanden*. Sitz.-Berichte der Physik.-mediz. Sozietät zu Erlangen, 78 [1955–1957], 1958, S. 102–127. – *Landschaps- en sedimentatieontwikkeling in Westelijke Barradeel sinds prehistorische tijd*. It Beaken (Fryske Akademy) 1958, S. 219–239; niederländ., mit ausführl. deutscher Zusammenfassung. – *The Significance of Physical Geography and Pedology for Historical Geography in the Netherlands*. Tijdschrift voor Economische en Sociale Geografie 1958, 10/11, 13 S.).
H. M.

Im Rahmen eines Aufsatzes über *die Abbruchsursachen an der Nordwestküste des Ellenbogens auf Sylt*, eines überarbeiteten Auszuges aus einer amtlichen Denkschrift, macht C. HUNDT wichtige Angaben über Sandwanderung usw. im Zusammenhang mit Küstenströmungen, Sandvertriftung o. ä. und über die dabei entstehenden Formen des Seegrundes und der Küste. Die Arbeit scheint mir, auch durch die Textskizzen, wichtig für den Vergleich mit anderen Flachküsten der Erde. (Die Küste 1957, 2, S. 3–38.)
H. M.

Interessante Abrasionskleinformen schildert J. J. FRANKEL unter Beigabe zweier anschaulicher Fotos (leider ohne Größenmaßstab). (*Water-faceted Pebbles from the Natal Coast*. South African Journal of Science 54, 17, 1958, S. 35–36.) H. M.

Die „*Sandspits of the Otago Coast*“ beginnen im NE und ziehen nach SW, obwohl die normale Strömung und die stärksten Sturmwoogen von SW kommen. Doch bewirken die auflandigen starken Stürme eine Erosion, und nur während ruhigerer Zeiten, wenn die Winde von NE, also ablandig wehen, wird die Küste aufgebaut. Die Ursache sieht EILEEN L. ELLIOT in der verschiedenen Wellenhöhe. (New Zealand Geographer, 14, 1959, S. 65–74.) HANNA BREMER

„*The Importance of the Reed Swamps (Phragmites) for the Development of Accumulative Coasts in the Conditions of Sea-Level Rise*“ untersucht V. I. LYMAREV, wobei er erstaunlich junge und schnelle Küstenveränderungen durch Verschilfung und Aufschlickung am Ostufer des Aralsees feststellt. Schilfbewachsene Plattformen wachsen jährlich durchschnittlich 15 m in den See hinaus. Buchten werden durch Schilf verkleinert und ausgefüllt. Sehr schmale, bis $2\frac{1}{2}$ km in das Land hineinreichende, ursprünglich windgeschaffene Buchten werden durch Schilfdämme gegen den See abgesperrt. Es wird also eine Art Schilf-Ausgleichsküste geschaffen. Alle diese Vorgänge sind erst seit etwa 1942 im Gange. (Значение зарослей тростника в развитии аккумулятивного берега в условиях повышения уровня моря. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 4, S. 69–71.)

Auf Grund eingehender Geländeuntersuchungen behandelt P. VEYRET, der Herausgeber der Revue de Géographie Alpine (1959, S. 5–36), *l'eau, la neige, la glace, le gel et la structure dans l'évolution morphologique de la région de Chamonix (Massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges)*. Er stellt *un fait surprenant: la carence du ruissellement* fest und hält die Eiserosion (einschließlich der Geländezerschneidung durch Lawinen) und den Bodenfrost zwar für sehr wichtig, aber doch immer nur örtlich wirksam. Das heutige, somit sehr jugendliche Relief sei in allererster Linie auf die Struktur – in weitestem Umfange gemeint, d. h. einschließlich der Tektonik – zurückzuführen. Die zunächst nur aus einem Arbeitsgebiet gewonnenen Schlußfolgerungen haben nach VEYRET *une portée générale*. Ohne Berücksichtigung der Struktur *on crée de faux problèmes, que les mécanismes d'érosion se révèlent de résoudre*. Allzu oft sei man an die alpinen morphologischen Probleme mit einem fertigen Schema und mit nicht ausreichender Beobachtung herangegangen. – Die Hochgebirgsmorphologen werden sich mit der eigenwilligen Arbeit VEYRETS sicher noch öfter auseinandersetzen müssen. H. M.

Die „*Formes de vallées dans les Vosges*“ untersucht J. SOONS am Beispiel zweier nach Osten gehender Flüsse westlich Straßburg und ihrer Nebentäler. An präexistierenden, tief eingeschnittenen Tälern mit starkem Gefälle und steilen Hängen haben periglaziale Vorgänge, und zwar vorherrschend die Solifluktion, gearbeitet und die deutlichen Talsohlen geschaffen, ohne jedoch die Steilheit der Hänge merklich mildern zu können. Die formende Wirkung der rezenten Bäche sei gering. (Revue de Géomorphologie dynamique 1958, S. 65–72, franz. mit engl. abstract.)

Aus den Alpen bei Brisançon schildert J. TRICART auf Grund der *crue de la mi-juin 1957 sur le Guil, l'Ubaye et la Cervreyrette* die Voraussetzungen und den Ablauf eines Katastrophenhochwassers. Starkregen trafen in niedrigen Lagen auf einen durchfeuchteten Boden, in höheren bewirkten sie eine überstürzte Schneeschmelze. Der starke Abfluß bewirkte in der Zone unterhalb der Schneegrenze starke Abspülungen; von den verwilderten Bachbetten wurden die Hänge unterschritten. Schuttkegel wurden vergrößert und beim Abklingen des Hochwassers wieder zerschnitten. Ein zweiter Teil, die Zusammenfassung einer detaillierten geomorphologischen Aufnahme (1:20 000), soll in der Revue de Géomorphologie dynamique erscheinen. (Revue de Géographie Alpine, 1958, S. 565–627.) HANNA BREMER

Auch L. E. HAMELIN gibt Beobachtungen über die Wirkung von Hochwässern, und zwar in Kanada. Er stellt dabei Zusammenhänge mit den Untergrund- und Reliefverhältnissen zwar als wichtig heraus, legt sie aber nicht so umfassend dar wie TRICART. (*Observations concernant les crues de la Chaudière [Canada]*. Cahiers de Géographie de Québec 1958, S. 217–231.) H. M.

Das Entstehen und der Verlauf von zwei relativ kurz aufeinanderfolgenden extremen Hochwassern im November 1950 und im März 1951 (flood frequency = 50 Jahre) wird in „*Floods of 1950–1951 in the Catskill Mountain Region New York*“ beschrieben. Die genauen Angaben über Abflußmengen (z. T. mit stündlichen Pegelbeobachtungen), Abflußfaktoren, der täglichen Niederschlagssummen und die Beschreibung der entstandenen Schäden geben wertvolle Hinweise für die Flußmorphologie. (Geol. Survey Water-Supply Paper 1227-C, 1958.)

HANNA BREMER

In „*Beobachtungen über die morphologische Tätigkeit der Mulde zwischen Hohenprießnitz und Bad Dübén*“ geht F. WOLF zunächst auf die Talgeschichte und die Terrassenbildung ein. Die Aufschotterung der letzten Kaltzeit ist nur unter der Talaue nachweisbar, also morphologisch nicht hervortretend. Heute ist an der Mulde hauptsächlich die Seitenerosion wirksam, indem durch das Verlegen der Mäander die Talaue umgeformt und erweitert wird, wie an interessanten Beispielen detailliert geschildert wird. Leider fehlen in dem Aufsatz Vergleiche mit anderen Flüssen, etwa denen des Niedersächsischen Berglandes (Arbeiten MENSCHING). (Geographische Berichte 9, 1958, S. 187–195.)

HANNA BREMER

Über den „*Stand der Diskussion über das Mäanderproblem*“ referiert R. SPENGLER. Besonders ausführlich werden die Untersuchungen von L. KADAR behandelt, die sonst als Abhandlungen der Kossuth-Universität, Debrecen, schwer zugänglich sind. Beim Referat der Arbeiten TROLLS ist SPENGLER entgangen, daß Mäander sich beim Einschneiden bilden können, entgegen den bisherigen Vorstellungen, daß Mäander nur als Gleichgewichtsform oder bei einer verzögerten Tiefenerosion auftreten. (Geographische Berichte 9, 1958, S. 205–220.)

HANNA BREMER

„*Connection between Wind Indicators and Some Sandy Landforms in the Pricaspian Lowland*“ hat I. A. RAUNER untersucht. Es handelt sich um Ausblasungshohlformen von 7 bis 8 m Tiefe und einem Durchmesser von 200 bis 1000 m. Durch genaue Analyse der meteorologischen Elemente, insbesondere des Windes aus den verschiedenen Richtungen kommt RAUNER zu dem Ergebnis, daß entscheidend für die Formung der hygrothermische Zustand der Sandoberfläche bei den verschiedenen Windrichtungen sei. (Связь между ветровыми показателями и некоторыми формами песчаного рельефа Прикаспийской низменности. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der SSSR, Geographische Serie Nr. 4, 1958, S. 64–68, russ., mit engl. Titel.)

H. M.

Einen Teil der morphologischen Ergebnisse seiner mehrfachen Reisen nach Kreta legt N. CREUTZBURG unter dem Titel „*Probleme des Gebirgsbaus und der Morphogenese auf der Insel Kreta*“ vor. Bau und Relief scheinen „unter den alpinotypen Gebirgen des Mittelmeergebiets einmalig zu sein“. „Alle Anzeichen deuten ... auf die außerordentliche Jugendlichkeit der letzten großen reliefschaffenden Krustenbewegungen hin.“ Das Gebirgsrelief könne sich in seiner heutigen Form und Höhenlage erst während des Pleistozäns herausgebildet haben. Bei den großen Relief-einheiten Kretas handle es sich nicht um Skulptur-, sondern um Strukturformen, die nur „erosiv überformt“ seien. Es ist zu hoffen, daß CREUTZBURG in offenbar geplanten weiteren Veröffentlichungen auch darauf eingehen wird, ob und wie weit durch seine Ergebnisse bisherige Feststellungen über pleistozäne Höhengrenzen zu modifizieren seien. (Freiburger Universitätsreden N. F. 26, Freiburg i. Br. 1958, 47 S.)

H. M.

Einen kurzen, aber inhaltreichen Bericht über eine morphologische Forschungsreise durch den Hindukusch im Jahre 1956 geben J. P. ALLIX, M. CABOURET und C. COLLIN DELAUAUD. (Acta Geographica 27, 1958, S. 6–8.) Eine Ergänzung dazu bildet der mit Textskizzen versehene Bericht von J. P. ALLIX über *quelques observations morphologiques au cours d'une traversée de l'Hindu Kush (Afghanistan)*. (Revue de Géographie de Lyon 1958, S. 401–409.)

H. M.

Eine Gliederung der neun Terrassen der Lena mit einer relativen Höhe über dem Fluß bis 250 m geben für eine Laufstrecke der Lena von etwa 1000 km N. S. СНЕВОТАРЕВА und N. P. КУПРИНА. (К истории долины Лены. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 5, 1958, S. 42–46; russ., mit engl. Titel.)

H. M.

L. V. ZORIN untersucht „*The Lower Parts of the Valleys of Anga and Buguldeyka Rivers in Western Pribaikalian Region. Peculiarities of Their Structure and River-Bed Activity*“. Die „*flußbettformende Tätigkeit . . . der Gebirgsflüsse*“ sei bisher „*kaum Objekt irgendwelcher Detailuntersuchungen*“ gewesen. Die von ZORIN mitgeteilten Beobachtungen sind sehr interessant, sind aber wohl doch nur kennzeichnend für ein unfertiges Flußbett, d. h. also für die Sonderfälle, wo Flußbett und Wasserführung noch nicht oder nicht mehr in Übereinstimmung miteinander sind. Zwischen den Zeichnungen ZORINS und dem dazugehörigen Foto bestehen im übrigen gewisse, m. E. sehr entscheidende Widersprüche. Die Ausführungen ZORINS hätten überzeugender sein können, wenn er die vielfältigen Ergebnisse über Flußerosion, die die westliche Forschung seit Jahrzehnten und besonders in den letzten Jahren beigebracht hat, in seine Schlußfolgerungen mit eingebaut hätte. (Особенности строения долин низовий рр. Анги и Бугульдейки (Зап. Прибайкалье) и их русловой деятельности. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 5, 1958, S. 59–64; russ., mit engl. Titel.) H. M.

„*Geographical Peculiarities of the Small Rivers in the Patom Upland*“ untersucht. A. M. GRIN auf Grund archivalischen Materials und eigener Beobachtungen im Jahre 1954. Das Patom-Bergland im östlichen Sibirien ist von ausgedehnten quartären Ablagerungen bedeckt. Es hat ein ausgesprochen kontinentales Klima mit ewiger Gefrornis. Das Flußnetz ist außerordentlich dicht. Insbesondere gibt es eine enorme Zahl von kleinen und kleinsten Wasserläufen. Die Flüsse sind im Winter gefroren und im Sommer meist trocken, haben jedoch überaus starke Hochwässer. Sie sind dann so reißend, daß sie nicht einmal zum Flößen benutzt werden können. Zwischen den heutigen Flüssen und den breiten, vielterrassigen Tälern, in denen sie fließen, besteht eine starke Diskrepanz. (Географические особенности малых рек Патомского нагорья. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 4, 1958, S. 60–63; russ., mit engl. Titel.) H. M.

„*Geomorphology and History of Glaciation on the North Western Coast of Shelikhov Bay*“ am Ochotskischen Meer untersucht V. E. DIBROV. Nach Darlegung der ziemlich verwickelten Morphogenese bis zum Ende des Tertiärs stellt der Verf. fest, daß entscheidend für das heutige Relief die pleistozäne Vereisung sei. Sie habe alpinen Typ gehabt mit Karen, einem Eisstromnetz, bis 200 km langen Talgletschern und starker Vorlandvergletscherung. Anzeichen für mindestens zwei Zwischeneiszeiten seien vorhanden. Eine Parallelisierung mit der osteuropäischen Vereisung wird versucht. (К геоморфологии и истории оледенения северо-западного побережья залива Шелихова. Известия Академии Наук СССР, серия географическая = Nachrichten der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geographische Serie Nr. 5, 1958, S. 35–41; russ., mit engl. Titel.) H. M.

Mit der zunehmenden Bevölkerungsdichte und Landnutzung beginnt auch die *soil erosion* in Nigeria wichtig zu werden. A. T. GROVE hat zwar in seinem Bericht darüber vorwiegend die Umlagerung und die Veränderung der Böden und die Auswirkung dieser Vorgänge auf die Landnutzung im Auge. Doch enthalten seine Ausführungen manche Beobachtungen, die auch für die Beurteilung des Formenschatzes in einem derartigen tropischen Gebiet wichtig sind. (CHURCH-FARMER-FISHER-FORD-GROVE-MATHER-PAGET-STEEL, *Geographic Essays on British Lands*. Liverpool 1956, S. 79–111.) H. M.

Unter dem Titel „*Esplorazione dello Ahi Macat occidentale e centrale*“ (nördliches Somaliland) berichtet G. SCORTECCI über die Ergebnisse zweier Bereisungen dieses Gebiets 1953 und 1957. Auch den Oberflächenformen hat er Aufmerksamkeit geschenkt und seinem Bericht morphologisch interessante Abbildungen beigegeben. (Bolletino della Società Geografica Italiana 1958, S. 164–195; italienisch, kurzes engl. summary.) H. M.

Auf Grund ausgiebiger Reisen in den Jahren 1935 bis 1940 gibt CH. BARAT, Inspecteur des Eaux et Forêts, Sassandra, eine sehr eingehende Schilderung des sonst sehr unbekannten d'Ambre-Massivs. Dabei behandelt er auch die Oberflächenformen und macht detaillierte und interessante Angaben über Wasserführung, Hangabtragung, Flußprofile usw. in diesem tropischen Gebirge. (*La Montagne d'Ambre [nord de Madagascar]*. Revue de Géographie Alpine 1958, S. 629–681.) H. M.

Die naheliegende Ansicht, daß die Sandbarren und Lagunen der Elfenbeinküste ihre Entstehung dem Zusammentreffen von Flußablagerungen und materialbeladenem W-O-Küstenstrom verdanken, trifft nach P. LE BOURDIAC nicht zu. Die heutige Küstenkonfiguration ist vorwiegend tektonisch bedingt, doch spielen auch eustatische Schwankungen und trockenere Vorzeitklimare mit. „*Evolution complexe, au cours de laquelle se sont succédées des périodes de régression marine, des transgressions, des épisodes morphoclimatiques variées*“. Die Untersuchung stützt sich nicht nur auf eigene und fremde Feldbeobachtungen, sondern zieht auch die Ergebnisse von 300 Proben nach dem Verfahren von TRICART (vgl. den Hinweis oben) heran. (*Aspects de la morphogénèse plio-quaternaire en basse Côte d'Ivoire* [A. O. F.]. *Revue de Géomorphologie dynamique* 1958, S. 33–42.)

J. DRESCH gibt eine Zusammenfassung der morphologischen Verhältnisse der bolivianischen und peruanischen Anden und der noch offenen morphologischen Fragen. Er arbeitet insbesondere das gegenseitige Verhältnis der weiten Ebenen (einschl. der Küstenebene) zu den sehr jugendlichen Randgebirgen heraus, wobei er die tektonische und die klimatische Komponente der Entstehung gleichberechtigt in Rechnung stellt (*Problèmes morphologiques des Andes centrales*. *Annales de Géographie* 1958, S. 130–151.)

Eine für einen weiteren Leserkreis gedachte, übersichtliche Darstellung von „*Bau- und Oberflächengestaltung der La-Plata-Länder*“ gibt H. WILHELMY. (*Geogr. Rundschau* 1959, S. 1–9.)
H. M.

Im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres hat Polen eine wissenschaftliche Expedition nach Spitzbergen von Juli 1957 bis September 1958 unternommen. Einen Zwischenbericht vor Beendigung der Expedition über die morphologischen Aufgaben und Ergebnisse gibt A. JAHN. Es wurden sehr sorgfältige Untersuchungen angestellt über die Küstenterrassen am Hornsund, über das Relief der Hänge und Bergrücken und über die periglazialen Kleinformen. (*O niektórych badaniach geograficznych polskiej wyprawy naukowej na Spitsbergenie* = *Report on some Geographical Investigations carried out by the Polish Scientific Spitsbergen Expedition*. *Przegląd Geograficzny* = *Polish Geographical Review* 1958, S. 233–241; polnisch, mit russ. und engl. Zusammenfassung.)
H. M.

Quelques observations géomorphologiques du nord de la Norvège veröffentlicht S. SZCZEPANKIEWICZ. Der Aufsatz behandelt die Umgebung von Tromsø und beschäftigt sich u. a. mit Aufbau und Flächengliederung des Gebiets, Terrassengliederung, tektonischer Talanlage, Hangformung, Intensität von Solifluktion und Denudation, mit Schneeflecken und Schneemulden und ihren morphologischen Auswirkungen, tertiären, pleistozänen und holozänen Vertikalbewegungen usw., wobei die Fülle der Beobachtungen und Schlußfolgerungen und die Kürze der Beobachtungszeit (*durant la première décade de juillet 1957*) mir allerdings in einem gewissen Mißverhältnis zu stehen scheinen. (*Kilka obserwacji geomorfologicznych z północnej Norwegii*. *Czasopismo Geograficzne* 1958, S. 199–213; poln., mit franz. résumé.)
H. M.

In Ergänzung einer vorher erschienenen Arbeit gibt C.-R. TWIDALE unter Beigabe von Fotos weitere Beobachtungen über schneerfüllte Nischen in Labrador. Sie bestätigen seine Hypothese, da es sich um Formen handelt „*s'étant développées dans un passé récent sous l'influence de la gélivation et de la solifluktion*“. (*Vallons de gélivation dans le centre du Labrador*. *Revue de Géomorphologie dynamique* 1958, S. 84.)

Von 56 aufgefundenen „*Glacial Boulders on the Arctic Coast of Alaska*“ macht G. R. MACCARTHY Angaben über Fundort, Größe, Lage und Gestalt und gibt die genauen petrographischen Analysen. Die Erratika sind wahrscheinlich mit Eismassen (Eisbergen?) aus dem Mackenzie Stromgebiet herangetriftet. 18 von ihnen liegen in der Tundra, z. T. mehrere Meilen von der Küste entfernt, und zeigen somit eine Landhebung an. (*Arctic* 11, 1958, S. 70–85.)
HANNA BREMER

Manuskripte: Abhandlungen, Berichte und Mitteilungen in deutscher, englischer, oder französischer Sprache werden mit Schreibmaschine einseitig und nicht enger als 1¹/₂zeilig geschrieben in völlig druckfertigem Zustande an einen der Herausgeber:
Prof. Dr. H. MORTENSEN, Göttingen/Deutschland, Herzberger Landstraße 2,
Prof. Dr. J. P. BAKKER, Amsterdam/Nederland, Mauritskade 63,
Prof. Dr. A. CAILLEUX, St. Maur/France, Avenue de la Tremouille 9,
Prof. Dr. N. NIELSEN, København/Danmark, Studiestræde 6,
Prof. Dr. R. J. RUSSELL, Baton Rouge/USA, Louisiana State University,
Prof. Dr. H. SPREITZER, Wien/Österreich, Karmeliterhofgasse 2,
Prof. Dr. F. E. ZEUNER, London/England, NW 1, Institut of Archaeology
oder direkt an die Schriftleitung erbeten. Sie werden in der Originalsprache veröffentlicht.
Jeder Arbeit ist am Schluß eine kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse anzufügen.

Korrekturen im Text sind auf das unbedingt Notwendige zu beschränken. Wesentliche Änderungen gegenüber dem Manuskript bedürfen der Zustimmung der Schriftleitung.
Bildbeilagen, Textfiguren und Karten müssen völlig reproduktionsfähig geliefert werden.
Nachträgliche Korrekturen daran sind ausgeschlossen.
Für den Inhalt der Beiträge sind die Verfasser selbst verantwortlich.

Rezensionsexemplare werden direkt an die Schriftleitung erbeten.

Sonderdrucke: Auf Wunsch werden bis zu 100 Sonderdrucke kostenlos geliefert; eine höhere Anzahl wird berechnet. Die Bestellung muß spätestens bei Rücksendung der Fahnenkorrektur erfolgen.

Manuscripts: Treatises and communications in English, German or French type-written on one side of the paper only and with a line space of at least one and a half line, completely fit to print, should be sent to one of the editors (see at the top) or to the editorial staff. They will be published in the original version. Each composition should be followed by a concise synopsis containing the most important results.

Corrections in the wording should be confined to those which are absolutely necessary. Essential alterations in the manuscript are subject to the approval by the editorial staff.
Illustrations, text figures and maps must be supplied fully fit for reproduction.
Subsequent corrections thereof will not be accepted.
The writers themselves are responsible for the contents of the articles.

Press copies should be sent directly to the editorial staff.

Special prints: On request up to 100 reprints will be furnished free of charge. A charge will be raised for a larger supply. The order must be placed at the latest on returning the slip-proof.

Manuscripts: Dissertations, exposés et communications en français, allemand ou anglais sont à adresser dactylographiés d'un côté et dans un interligne d'au moins de 1¹/₂ lignes complètement bon à tirer à un des éditeurs (voyez les noms ci-dessus, s.v.p.) ou directement à la rédaction. Ils sont publiés dans la langue originale. A la fin des articles, c'est à ajouter un résumé comprimé des résultats importants.

Corrections du texte nous prions de restreindre à un minimum. Modifications essentielles envers le manuscrit demandent l'agrément de la rédaction.
Illustrations annexées, figures de texte et cartes géographiques doivent être envoyées tout à fait reproductibles.
Évitez strictement des corrections ultérieures. Les auteurs mêmes sont responsables du contenu des articles.

Exemplaires de publicité sont à expédier directement à la rédaction.

Tirages à part: Sur demande tirages à part jusqu'à un nombre de 100 exemplaires sont livrés sans frais; une quantité plus grande est calculée. La commande doit être remise au plus tard au renvoi de la correction des placards.

OZEANE SALZLAGERSTÄTTEN

Grundzüge der Entstehung und Metamorphose ozeaner Salzlagerstätten
sowie des Gebirgsverhaltens von Salzgesteinsmassen

von Dr. Ing. HERMANN BORCHERT
o. Professor an der Bergakademie Clausthal

Groß-Oktav. Mit 31 Textabbildungen, 10 Tabellen und 3 Tafeln

VIII, 237 Seiten. Ganzleinen DM 48,—

Aus dem Inhalt:

Allgemeine morphologische und klimatische Bedingungen / Rhythmus und Zeitdauer der salinaren Sedimentation / Tektonik, Sedimentation und Salzausscheidung / Die Meerwasser-Ausscheidungen unter den Bedingungen von statisch-isothermen Gleichgewichten — unter dynamisch-polythermen Bedingungen / Die normale geothermische Stufenmetamorphose / Die „rückläufige“ Stufenmetamorphose / Physikalisch-chemische Kennzeichen der Metamorphose / Strukturen und Gefüge als Kennzeichen für den Ablauf von Metamorphose-Prozessen / Primärer oder sekundärer Charakter der Facieswechsel und Vertaubungen / Facieswechsel, die hauptsächlich durch dynamisch-polytherme Bedingungen im Mutterlaugenbecken verursacht sind — durch sekundäre Laugendurchtränkungen bedingt sind / Imprägnationen, Spaltenfüllungen und metasomatische Kalilager als Kennzeichen für verpreßte Metamorphoselaugen / Vergleichende Betrachtung verschiedenster Salzlagerstätten / Die Kalilagerstätten im Oberrheintal-Graben / Anmerkungen zu einigen anderen Salzlagerstätten / Die Zusammenhänge zwischen Salz und Erdöl / Zur Salztektonik / Zur Gebirgsmechanik von Salzlagerstätten / Literaturverzeichnis / Autoren- und Sachregister.

Cet ouvrage fondamental traite de la genèse des gisements salifères et de leur métamorphose, sous l'effet de la circulation de solutions. Tectonique et comportement mécanique des masses de roches salines sont également examinés en détail, en particulier à la lumière de résultats expérimentaux récents. Précieux au spécialiste ce livre a le mérite d'ouvrir des perspectives de recherches, au premier chef géologiques, qui dépassent largement l'étude des gisements salifères.
M. G. DEICHA

Société Géologique de France

GEBRÜDER BORNTRAEGER · BERLIN-NIKOLASSEE